

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID



TESIS DOCTORAL

**Fenómenos de endomorfismo, metamorfismo y
metasomatismo en los mármoles de la Rivera de Cala (Sierra
Morena)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

César Casquet

Madrid, 2015

TP
1980
139

Autor: CESAR CASQUET MARTIN



* 5 3 0 9 8 5 4 1 7 5 *
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

X-03-014003-4

FENOMENOS DE ENDOMORFISMO, METAMORFISMO y METASOMATISMO
EN LOS MARMOLES DE RIVERA DE CALA (SIERRA MORENA)

Departamento de Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Año: 1980



BIBLIOTECA

© César Casquet Martín

Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1980

Xerox 9200 XB 480

Depósito Legal: M-36516-1980

CESAR CASQUET MARTIN

FENOMENOS DE ENDOMORFISMO, METAMORFISMO Y METASOMATISMO
EN LOS MARMOLES DE RIVERA DE CALA (SIERRA MORENA)

Director: Dr. José Marfa Fúster Casas. Madrid.

Departamento de Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
Junio, 1980

	<u>Págs.</u>
I. <u>INDICE</u>	I
II. <u>AGRADECIMIENTOS</u>	VI
1. <u>INTRODUCCION</u>	1
1.1. Objeto del trabajo	1
1.2. Métodos de estudio	4
1.3. Localización geográfica	5
1.4. Aspectos geológicos generales	5
1.4.1. Tectónica	6
1.4.2. Estratigrafía	8
2. <u>MAGMATISMO</u>	10
2.1. Introducción	10
2.2. Rocas ígneas externas	12
2.2.1. El Complejo Plutónico de Santa Olalla (C.P.S.O.).	12
2.2.1.1. Introducción	12
2.2.1.2. El Plutón Principal de Santa Olalla (P.P.S.O.).	13
2.2.1.3. El Stock de Agua Blanca	17
2.2.1.4. Dioritoides	21
2.3. Rocas ígneas internas	30
2.3.1. Rocas ígneas pretectónicas	30
2.3.1.1. Tobas riolíticas de Capirocete	30

II

2.3.1.2. Doleritas epidioritizadas de Cherneca	31
2.3.1.3. Anfibolitas de Serrezuela	35
2.3.1.4. El ortogneis de Serrezuela	36
2.3.2. Rocas ígneas postectónicas	37
2.3.2.1. Pre-skarn	37
2.3.2.1.1. Pitones y diques básicos	37
2.3.2.1.2. Diques felsíticos	38
2.3.2.1.3. Stock granítico de Helechoso ..	39
2.3.2.1.4. Stock granítico de Almendral ..	40
2.3.2.2. Rocas ígneas post-skarn	41
2.4. Geoquímica	42
2.4.1. Introducción	42
2.4.2. Caracterización de la serie	51
2.4.3. Consideraciones normativas	57
2.4.4. Consideraciones petrogenéticas	58
2.4.4.1. Secuencia principal	58
2.4.4.2. Gabronoritas y granitos piroxénicos asociados	64
2.4.4.3. Condiciones de cristalización del stock de Aguablanca	64
2.4.4.4. Dioritoides	68
2.4.4.4.1. Consideraciones petrogenéticas ..	70
2.4.4.4.2. Asimilación magmática	74
2.4.4.4.3. Mecanismos de la asimilación ..	79

III

2.4.4.4.4. Consideraciones termológicas	81
2.4.4.4.5. Condiciones de cristalización del dioritoide	83
2.5. Conclusiones sobre el C.P.S.O.	84
3. METAMORFISMO DE CONTACTO	86
3.1. Rocas detríticas	86
3.1.1. El grado bajo (F. esquistos verdes)	86
3.1.2. Zona de la biotita	88
3.1.3. Zona del feldespato potásico	91
3.1.4. Condiciones físicas del metamorfismo de contacto	98
3.2. Metamorfismo de contacto en mármoles	102
3.2.1. Introducción	102
3.2.2. Mineralogía	103
3.2.3. Análisis paragenético	106
3.2.4. Zoneografía metamórfica en Rivera de Cala	112
3.2.4.1. Zona de la Tremolita	112
3.2.4.2. Zona del Diopsido	116
3.2.4.3. Zona de la forsterita	118
3.2.4.3.1. Afloramiento de la Garrenchosa	121
3.2.5. Geotermometría de carbonatos	125
4. SKARNS	130
4.1. El concepto de skarn. Orígenes históricos ..	130
4.2. Definiciones	133

IV

4.3. Los skarns en Sierra Morena. Antecedentes....	135
4.4. Los skarns en Rivera de Cala	138
4.4.1. Aspectos generales	138
4.4.2. Tipos de skarns	143
4.4.3. Sucesiones zonales en skarns cálcicos ...	146
4.4.3.1. Exoskarns tipo capa o vena	146
4.4.3.2. Skarns tipo frente	158
4.4.3.3. Endoskarns tipo "plug"	162
4.4.3.4. Endoskarns tipo vena	165
4.4.4. Skarns magnésicos	173
4.4.5. Resumen sobre los tipos de zonación	177
4.4.6. Mineralogía	181
4.4.6.1. Granates	181
4.4.6.2. Clinopiroxenos	197
4.4.6.3. Escapolita	205
4.4.6.4. Anfíbol	208
4.4.6.5. Epidota	211
4.4.6.6. Opacos	216
4.5. Geoquímica de los procesos de skarn	217
4.5.1. Sistemas de referencia (reference frames)	217
4.5.2. El significado de los componentes durante el metasomatismo	220
4.5.3. Aspectos cuantitativos del metasomatismo en Rivera de Cala	222
4.5.4. Composición y evolución geoquímica de la fase fluida	233

V

4.5.4.1. Componentes principales	233
4.5.4.2. Fugacidad de oxígeno	236
4.5.4.3. Tendencias de enriquecimiento en Fe	238
4.5.4.4. Regímenes de alcalinidad	241
4.5.4.6. Conclusiones	244
4.6. Presión y temperatura	245
4.6.1. El par granate-epidota	249
4.7. Duración del skarn	253
4.8. Mecanismos metasomáticos	254
4.9. Procedencia de las disoluciones	263
CONCLUSIONES	268
BIBLIOGRAFIA	277

VI

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Prof. D. José María Fúster Casas que ha sido el Director de esta Tesis y ha puesto a mi disposición, para su realización, toda la infraestructura técnica y económica del Departamento de Petrología.

El empleo de la microsonda electrónica, imprescindible en trabajos sobre skarns, fue posible gracias a las facilidades prestadas por el Doctor López Ruiz del C.S.I.C. y a la inestimable y siempre optimista ayuda que en la realización material de los análisis puso Julia de la Puente.

El Prof. Dr. Amorós, puso asimismo a mi disposición el difractómetro del Departamento de Mineralogía. Su empleo en diferentes ocasiones me colocó en la necesidad de recabar la ayuda y molestar a muchas personas de su Dpto. a los cuales quedo muy agradecido.

Debo destacar a Rosario Lunar, Elena Vindel y Josefina Sierra por su colaboración en el estudio de las probetas metalográficas.

A lo largo de la prolongada realización de esta Tesis Doctoral he contado en mayor o menor grado con la colaboración de muchas personas, aparte de las ya citadas y cuya enumeración sería demasiado extensa. A todas ellas expreso desde estas líneas mi agradecimiento.

No puedo dejar de mencionar a Emilio Molero, cuya ayuda en todo lo referente al taller de preparaciones fue muy valiosa.

Finalmente hay que destacar la labor de Gloria Segovia. A su bondad y animosidad, así como a su honradez profesional, debo entre otras la paciente pero rápida mecanografía de este trabajo.

Igualmente a María Elena Cerrajero, agradezco su solicitud en las múltiples gestiones administrativas surgidas a lo largo de este trabajo y a Jesús Corral su estupenda labor fotográfica.

1. INTRODUCCION

1.1. Objeto del trabajo.

El estudio del plutonismo tardihercínico del SW español, llevado a cabo por el Departamento de Petrología de Madrid, en el marco del Proyecto Geodinámico, permitió al autor de este trabajo ponerse en contacto con la problemática geológica de Sierra Morena.

Entre los problemas de esta región, destaca sin duda, por la abundante bibliografía existente, el de los tipos de interacción entre los cuerpos intrusivos epizonales y las rocas encajantes, entre las que abundan los mármoles de edad cámbrica.

Como es sabido, la heterogeneidad composicional de estos plutones en los que son frecuentes rocas de composición intermedia-básica, ha llevado tradicionalmente a los diferentes autores a una sobrevaloración de los mecanismos asimilatorios, basada en la mayoría de los casos en la simple asociación espacial con las rocas carbonatadas.

Aparte de la vertiente endomórfica, la interacción magmá-roca de caja se manifiesta en Ossa-Morena en la formación de espectaculares formaciones metasomáticas de contacto, principalmente de tipo skarn, que culminan con la precipitación de depósitos de Fe en forma de magnetitas y sulfuros, que hacen de esta región la más prometedora del país, en cuanto a reservas de diversos metales.

Destacaba, sin embargo, pese a la importancia geológica y a la trascendencia económica de los problemas descritos, la falta de trabajos analíticos detallados, reduciéndose en casi todos los casos a estudios geológicos y mineros regionales o metalogénicos circunscritos a alguna de las minas más importantes de esta región.

Resultaba claro, pues, la necesidad de abordar el problema de la interacción magma-roca de caja con unos planteamientos puramente petrológicos con vistas a obtener un modelo unificado. Esto es, se trataba de estimar la magnitud real de los procesos asimilatorios por un lado; por otro abordar el estudio de la fase silicatada, volumétricamente la más importante en los depósitos metasomáticos de contacto, con vistas a deducir sus condiciones de formación así como su evolución geoquímica y mineralógica. Finalmente integrar los datos en un modelo coherente que pudiera aportar claves para la localización de concentraciones metálicas, pirometasomáticas, explotables en el futuro.

El trabajo se concibió desde el principio como un primer paso en este terreno, prácticamente desconocido en nuestro país.

Dado, la complejidad geológica de esta región, decidimos circunscribir la investigación a un área pequeña en la que los diferentes fenómenos estuvieran bien representados. Los itinerarios previos, realizados por Sierra Morena, nos llevaron a concentrarnos en el eje de la antiforma de Olivenza-Monesterio (ALIA, 1961) y dentro de ella al borde norte del plutón de Santa Olalla del Cala (Fig. 1), donde las potentes formaciones marmoréas del que hemos denominado Afloramiento de Rivera de Cala (del río del mismo nombre que lo recorre), interaccionan espectacularmente con las rocas plutónicas.

La selección de este área, en la que no existen minas activas, es, en parte también, el resultado de las dificultades de todo orden que se presentaban en el sur del plutón, así como en el área de Burguillos-Jerez de los Caballeros, donde a las labores de extracción activas, con los consiguientes impedimentos de tipo legal, había que sumar la existencia de trabajos mineralógico-petrológicos en curso.

Quiero destacar aquí dos importantes estudios pioneros en esta temática, que vieron la luz durante el desarrollo de nuestro trabajo. Se trata de las tesis doctorales de C. RUIZ (1976) y F. VELASCO (1976). La primera concretada a las minas de la zona

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA BAJA EXTREMADURA Y NORTE DE LA PROVINCIA DE HUELVA

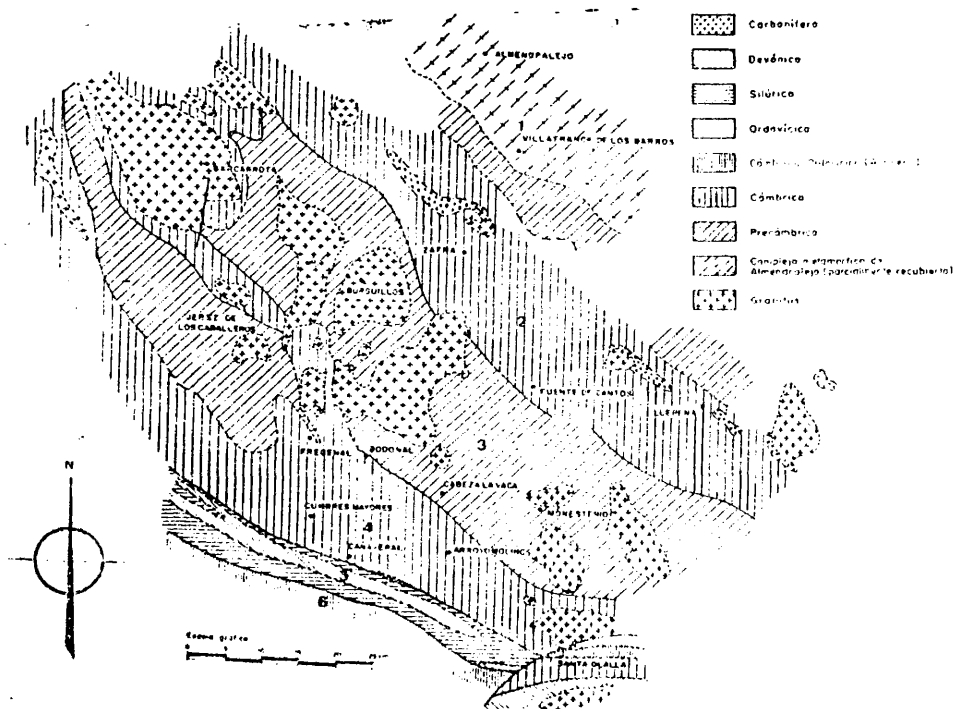


Fig. 1

Esquema geológico de la Baja Extremadura. Tomado de GUTIERREZ ELORZA et al. 1971.

de Burguillos-Jerez de los Caballeros y la segunda al borde meridional del plutón de Santa Olalla y al pequeño asomo granítico de Minas de Cala.

Ambos trabajos proporcionan una base excepcional para el conocimiento de los problemas metalogenético-petrogenéticos de esta región y han sido de gran utilidad en este trabajo.

1.2. Métodos de estudio.

Dado las reducidas dimensiones del área escogida (unos 40 Km²), el estudio lo hemos basado en una cartografía detallada a escala aproximada 1:10.000 realizada directamente sobre fotografías aéreas ampliadas. La fotointerpretación nos ha sido de poca utilidad dado lo monótono del relieve y a que la gran complejidad litológica a pequeña escala, difumina la posibilidad de distinguir unidades.

El muestreo incluye unas 460 rocas de algunas de las cuales se han realizado varias láminas delgadas, lo que eleva la cantidad de secciones estudiadas a unas 500, procurando en todo momento que dicho muestreo fuera lo más representativo de la gama litológica aflorante.

El trabajo de laboratorio ha incluido aparte del estudio petrográfico rutinario un elevado contenido analítico.

De 24 muestras se han efectuado preparaciones especiales para microsonda con vistas al estudio composicional de varios minerales, correspondientes en todos los casos a las rocas metamórficas o metasomáticas (granates, clinopiroxenos, epidotas, anfíboles, escapolitas y micas). Los análisis se efectuaron en el Laboratorio de Microsonda del extinto Lucas Mallada (C.S.I.C.). Otros minerales como las plagioclasas, olivinos, así como anfíboles y piroxenos de las rocas plutónicas se han determinado por métodos ópticos convencionales.

Se han efectuado 23 análisis químicos de elementos mayores

de diferentes rocas ígneas, por vía húmeda, en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense. A estos hay que añadir la determinación por fluorescencia de R-X en todos ellos de una serie de elementos menores (Ni, Pb, Rb, Sr, Zn, Zr, Co).

En casi todas las muestras de mármoles se han llevado a cabo determinaciones difractométricas con vistas a realizar una geotermometría de carbonatos. En este caso las facilidades se obtuvieron en el Laboratorio de Cristalografía y Mineralogía del también Instituto Lucas Mallada (C.S.I.C.).

Finalmente, para la identificación de los minerales opacos se prepararon diversas probetas metalográficas.

1.3. Localización geográfica.

El área que hemos denominado afloramiento de Rivera de Cala, se encuentra prácticamente en el límite de las provincias de Huelva, Sevilla y Badajoz. Abarca parte de las Hojas del Mapa Topográfico Nacional, núms. 918 (Santa Olalla Cala) y 919 (Almadén de la Plata) entre la Ctra. de Sevilla a Gijón por Mérida y la Ctra. local de Santa Olalla al Real de la Jara. Esta última población forma el límite oriental del sector estudiado.

La escasez de puntos toponímicos significativos para la referencia, dentro del afloramiento de Rivera de Cala, nos ha obligado a introducir en los mapas y descripciones, los nombres de las cortijadas así como el de algunos parajes locales.

1.4. Aspectos Geológicos Generales.

En este apartado incluimos algunas consideraciones genéricas sobre la estratigrafía y la tectónica en Rivera de Cala, que

sirven de marco al estudio más detenido del magmatismo y fundamentalmente del metamorfismo y metasomatismo de contacto, que constituyen el verdadero objetivo de esta tesis.

El afloramiento de Rivera de Cala se situa en la zona de Ossa-Morena de la subdivisión de LOTZE (en 1969) del Macizo Hercínico en dominios paleogeográficos y dentro de ella en el flanco meridional de la antiforma Olivenza-Monesterio definida por ALIA (1963), (Fig. 1).

Tanto la tectónica como la estratigrafía son muy complejas, debido por un lado, a la superposición de fases hercínicas con posible reactivación de un basamento policíclico aflorante en puntos locales de la megaestructura y a la elevada inestabilidad cortical de este sector de la cadena durante todo el Paleozoico.

En Rivera de Cala, dado lo reducido de sus dimensiones, la desconexión tectónica que produce alguna falla longitudinal de gran desplazamiento y a la intensidad de la recristalización térmica generada por el emplazamiento del batolito de Santa Olalla de Cala, no puede obtenerse más que un esquema general de evolución tectónica y una columna estratigráfica local y de carácter estructural, dado la evidencia de estructuras tumbadas y la falta de criterios de polaridad. Asimismo, asignar potencias a los diferentes tramos litoestratigráficos nos ha parecido poco prudente.

1.4.1. Tectónica.

En base al estudio de macroestructuras (Ver mapa estructural) hemos deducido tres fases de plegamiento atribuibles al ciclo hercínico.

La primera (F_1) da pliegues tumbados de tipo isoclinal con desarrollo de una esquistosidad de plano axial que parece la más destacable en este sector. A la culminación de esta fase debemos de atribuir el cabalgamiento que limita por el norte la Serie Ne

gra de la formación carbonatada-detritica cámbrica (p. ej. en otras zonas MORENO y VEGAS, 1976).

La segunda fase (F_2), más débil, genera pliegues de tipo ci líndrico y plano axial vertical. Es homoaxial con la anterior y sigue la dirección general de la cadena. La S_0 queda asimismo fuertemente verticalizada, de tal forma, que estadísticamente los buzamientos suelen superar los 70° . Las trazas axiales de los pliegues de F_1 son plegadas, dando estructuras de tipo "tete plongeante". Esta fase no muestra vergencias definidas. Asimismo, el desarrollo de estructuras planares de tipo "strain slip cleavage" que se observan en otras áreas no ha podido ser constatada aquí, aunque repetimos, que el metamorfismo de contacto y el emplazamiento forzado del plutón que se traduce en deformación de la aureola, pueden haber difuminado los rasgos estructurales orogénicos en las rocas detríticas, que son las más significativas a este respecto.

La tercera fase (F_3) más débil, es ortogonal a las anteriores (NE-SW) y se manifiesta en inflexiones a veces acusadas de los ejes de F_2 . Asimismo, es la responsable del "plunge" variable de los mismos.

Este esquema coincide esencialmente con el descrito para el flanco sur de la antiforma por BARD (1969, ENRILE (1971), VEGAS et al. (1973), MORENO et al. (1976) y FERNANDEZ POMPA et al. (1976) entre otros.

Destaca, asimismo, en Rivera de Cala, la presencia de una falla longitudinal ramificada, de gran recorrido que forma parte del sistema regional de desgarres, (a veces con componente inversa) tardíos, tan frecuentes en Ossa-Morena y que siguen por lo general la dirección de la cadena (ENRILE, 1971; VEGAS et al. 1976; VAZQUEZ GUZMAN, 1970).

Esta falla que hemos denominado Falla de Chernøca divide el área estudiada en dos dominios, el septentrional y el meridional, que como veremos más adelante presentan efectos metamórficos y me

tasomáticos distintos. Este hecho, junto al biselamiento con fuerte milonitización del plutón de Santa Olalla al W del área estudiada y del Arroyo de las Víboras al E, indica que los desgarres son posteriores al plutonismo. La edad de éste ha de situarse, pues entre la F_3 y la fase de desgarres.

1.4.2. Estratigrafía.

Como hemos visto, la tectónica es muy compleja dado el carácter polifásico y el estilo tangencial, con cabalgamientos asociados, de la F_1 . Por todo ello nos limitamos seguidamente a una simple enumeración de las unidades litoestratigráficas en orden estructural.

1) Serie Negra. Definida por VEGAS (1968), cabalga desde el norte a las formaciones carbonatada y detrítica del Cámbrico. Este cabalgamiento difícil de observar sobre el terreno, se manifiesta en crestones de pizarras fuertemente silicificadas. Litológicamente esta serie consiste en una sucesión monótona de pizarras negras y lúpidas con algún nivel intercalado de porfiroides (al N. de la zona estudiada). La edad de esta formación es probablemente precámbrica (VEGAS op. cit.; GUTIERREZ ELORZA et al. 1971).

2) Formación Carbonatada. Inclufmos en ella tres tramos: El inferior esencialmente calizo impuro, forma el núcleo de mármoles de Aguablanca en el dominio al S. de la Falla de Cherneca. Presenta un nivel (o más ?) asociado, en posición incierta, de rocas de silicatos cálcicos (corneanas cálcicas), fuertemente estratificado, de procedencia margosa. El tramo intermedio es detrítico. También se observa sólo en el dominio meridional y aunque intensamente afectado por el metamorfismo de contacto parece de procedencia predominantemente grauváquica. Finalmente, el tramo superior de la formación carbonatada, lo constituyen mármoles dolomí-

ticos también con intercalaciones de corneanas cálcicas. Este tramo aflora en el dominio septentrional y forma una orla en el meridional que sigue las alineaciones de Serrezuela, "roof pendant" de Cerro Almendro, Cerro Montero, Garrenchosa hasta el Real de la Jara.

Esta formación ha sido en todos los trabajos de esta zona atribuida unánimemente al Cámbrico inferior (Calizas de Cañuelo de SCHNEIDER, 1939, en LOTZE, 1969; BARD, 1969; ENRILE, 1971; GUTIERREZ ELORZA et al., 1971; JEREZ MIR et al., 1974; DUPONT et al., 1978) por comparación con otras zonas donde se conserva fauna arrecifal (arqueociatos) y en base a las faunas de trilobites (Faunas de Alanís y Cala) que aparecen en la formación detrítica suprayacente. La potencia en base a la bibliografía de esta formación es de unos 150-200 m. en este sector.

3) Formación detrítica. Se trata de una sucesión rítmica de grauwackas líticas con abundantes clastos volcánicos (dacitas) y pizarras. Aflora en ambos extremos del conjunto marmóreo, en la zona de Capirucete-Marina Brava y en torno del Real de la Jara. Esta formación se encuentra a techo estructural de la formación carbonatada y ha sido incluida por JEREZ MIR et al. (1974), en la Hoja Geológica de Almadén de la Plata, en su Serie Detrítica Basal, infrayacente estratigráficamente a la formación carbonatada. De ser este el caso, la sucesión estructural en Rivera de Cala, correspondería al flanco inverso de un pliegue tumbado de F_1 .

2. MAGMATISMO

2.1. Introducción.

El afloramiento esencialmente marmóreo de Rivera de Cala, ha sido escenario de una intensa actividad ígnea plutónica subvolcánica durante el ciclo hercínico y probablemente desde el mismo Cámbrico Inferior.

Por un lado, el macizo contacta con el sur con el complejo plutónico de Santa Olalla (C.P.S.O.) que se puede dividir en tres conjuntos litológico-estructurales distintos, (Ver Mapa Rocas Igneas).

1) El borde norte del plutón principal de Santa Olalla (P.P.S.O.) constituido aquí principalmente por tonalitas y cuarzo-dioritas anfibólico biotíticas que pasan hacia el sur a granodioritas.

2) El pequeño stock intermedio-básico de Aguablanca, a su vez muy complejo, con litologías que abarcan desde dioritas anfibólico-biotíticas a melanogabrodioritas y rocas de tendencia piroxénica (acumulados) con pitones localizados de granitos piroxénicos.

3) Los dioritoides son rocas muy especiales, esencialmente dioritas y gabros anfibólicos o piroxénicos, muy heterogéneas y localizadas en el contacto entre los dos conjuntos plutónicos anteriores (principalmente con el stock de Aguablanca) y los mármoles o las corneanas de silicatos cálcicos. Son por otro lado, las únicas rocas de C.P.S.O. sobre las que se desarrolla un skarn.

Los contactos entre los tres conjuntos descritos son en todos los casos en que han podido ser observados, netos e intrusivos. La edad relativa deducida de estas observaciones aumenta en el orden:

- 1) P.P.S.O.; 2) Stock de Aguablanca; 3) Dioritoides.

En lo que respecta a las rocas ígneas del interior del macizo de Rivera de Cala se pueden distinguir dos grupos: (Ver Mapa Rocas Igneas).

a) Rocas postectónicas que incluyen los pequeños stocks graníticos de Helechoso y Cerro Almendro, una familia de diques felíticos y un conjunto de diques, pitones y pequeños "bosses" de composición intermedia, equivalentes subvolcánicos de las rocas del C.P.S.O.

b) Rocas preectónicas. Estas rocas están afectadas por lo menos por una de las fases de deformación hercínicas. Incluimos en ellas el Ortoneis de Serrezuela, un conjunto de sills y diques gabrodiabásicos fuertemente plegados y boudinados localizados en el tramo superior dolomítico de la formación carbonata Cámbrica y una intercalación de rocas ácidas, riolíticas, localizada a techo de la misma.

Debemos destacar aquí, que el estudio del magmatismo en Rivera de Cala se ha abordado con vistas a determinar la participación del mismo en los procesos generadores del skarn y en ningún caso con objeto de resolver el problema de su petrogenesis profunda y mecanismos subsecuentes de evolución magmática que serán tratados aquí de una manera general, (vease a este respecto el estudio petrogenético del magmatismo postectónico de Sierra Morena en APARICIO et al. 1977).

Los problemas planteados aquí, son pues tres:

1) Determinar los posibles efectos de la contaminación magmática (endomorfismo) y su magnitud de formación de algunas litologías observadas y la determinación del magma madre.

2) Determinar los procesos de origen metasomático en relación con los skarns, como posibles generadores de rocas de aspecto plutónico (periskarns) en condiciones subsolidus.

3) Caracterización geoquímica de los magmas no contaminados.

El estudio se ha realizado fundamentalmente mediante petrografía y tratamiento geoquímico convencional.

2.2. Rocas ígneas externas.

2.2.1. El Complejo Plutónico de Santa Olalla (C.P.S.O.).

2.2.1.1. Introducción.

Se trata de un complejo plutónico circunscrito, emplazado mayoritariamente en la formación pizarroso-grauváquica del Cámbrico Inferior (VAZQUEZ GUZMAN, 1970; ENRILE, 1971; JEREZ MIR et al. 1974; VELASCO, 1976), y que sólo contacta con la formación carbonatada en Rivera de Cala, Real de la Jara, algún "roof pendant" a techo de la intrusión (C. Almendro, C. Baterías, Garrenchosa, C. Molero. etc.) y en puntos localizados del borde sureste (Teuler, Santa Olalla). Al sur y sureste el plutón termina bruscamente contra la falla de Zufre que marca el comienzo de la zona Surportuguesa (LOTZE, 1969).

Este complejo ígneo, forma parte de una alineación de plutones que desde Elvas en Portugal y paralelamente a la dirección hercínica, se emplazaron posttectónicamente siguiendo el eje del anticlinorio de Olivenza-Monesterio (ALIA, 1963).

El estudio de este plutonismo ha sido abordado por BARD y FABRIES (1970) y APARICIO et al. (1977) en sus aspectos petrográficos, geoquímicos y geotectónicos.

Son plutones complejos, frecuentemente con estructuras anulares como es el caso de Barcarrota (APARICIO et al. op. cit.) y Burguillos (PONS, 1975) de emplazamiento epizonal, subvolcánico, y con una notable variedad composicional que abarca desde rocas intermedias, principalmente dioritas y tonalitas a tipos ácidos granfíticos. Destaca localmente una tendencia alcalina en Barca-

rrota y Santa Eulalia en Portugal (GONCALVES et al., 1971) donde se presentan rocas hipersolvus de naturaleza normarkítica. Localmente hay rocas sieníticas tales como granitos albiticos al parecer en relación con los endocontactos (FEBREL, 1970) o como diferenciados (CHAUMERAIL, 1975).

En cuanto a la cronología de este plutonismo bimodal (APARICIO et al., 1977), se observa que en general la edad aumenta con la basicidad aunque hay familias de diques doleríticos tardíos (vease FABRIES y SADRIAN, 1959).

2.2.1.2. El Plutón Principal de Santa Olalla de Cala (P.P.S.O.)

El borde norte del plutón presenta tres litologías bien definidas aunque el paso de unas a otras parece en todo caso gradual. El núcleo del plutón lo forman adamellitas y granodioritas; siguen hacia el borde tonalitas biotítico anfibólicas (zona de Cerro Almendro, Cerro Montero) y finalmente cuarzodioritas y dioritas anfibólico biotíticas bien representadas en el entrante del Real de la Jara y en el borde occidental, en torno del Cerro Marina Brava (vease Mapa de Rocas Igneas). El aspecto general, es el de un plutón zonado, discontinuo y con un aumento progresivo de la basicidad hacia el borde N., razón ésta que ha llevado a VELASCO (1976) a pensar en la posible participación de mecanismos de asimilación con rocas carbonatadas. No obstante, la cartografía detallada muestra que esta relación es más aparente que real, pues no sólo no se encuentran dioritas anfibólico-biotíticas junto a los "roof pendants" cálcicos (p. ej. Cerro Almendro o el Cerro Montero), si no que además tanto las tonalitas como las dioritas, contactan indistintamente con los sedimentos detríticos y carbonáticos. Asimismo, en el borde SW del plutón, junto a la mina de Teuler (Mt-Py) la roca intrusiva es una granodiorita biotítica, atravesada por algún dique de diabasa porfídica (cuarzo dioritas biot-anf), aparentemente intrusiva en un granito albitico

(alaskita) que rodea a los enclaves carbonatados mineralizados. La relación roca básica-metasedimentos carbonatados, resulta pues falsa cuando se cartografiaba en detalle.

El P.P.S.O. es intrusivo sobre el stock de Aguablanca y es a su vez atravesado, en la zona estudiada, por dique y pitones (p. ej. Ermita de Santa Olalla) de composición granítica-granodiorítica así como alguno básico.

Aparte de los "roof pendants" los enclaves, de reducidas dimensiones son muy escasos pudiéndose agrupar en tres tipos distintos:

- 1) Enclaves peraluminicos en las tonalitas.
- 2) Enclaves granudos: gabarros porfídicos en las dioritas anfibólicas-biotíticas y dioritas anfibólicas en las tonalitas junto al contacto con el stock de Aguablanca.
- 3) Enclaves "surmicacéos": en los diques félsicos de la ladera sur de Santa Marta, así como en puntos localizados de las tonalitas.

Descripción Litológica.

Tonalitas.

Son rocas granudas de grano grueso con textura hipidiomorfa y compuestas por plagioclasa, biotita, hornblenda verde y cuarzo (Análisis 5 y 6, Cuadro 1). En algún caso se conservan restos de Cpx incluidos en el anfibol y puede haber algo de microclina, en todo caso como fase de cristalización muy tardía, posterior al cuarzo.

La plagioclasa, es en todo caso la primera fase en cristalizar (a excepción del Cpx), como cristales euhedrales o subhedrales de andesina con zonado normal continuo desde An 43 a An 34. Se puede distinguir una generación de cristales más pequeños no zonados, cuya composición corresponde a la del borde de los tipos

zonados (An 34-37).

Los accesorios son apatito y circón, y las transformaciones autometasomáticas subsolidus se traducen en una saussuritización poco intensa de la plagioclasa, cloritización de la biotita y débil uralitización de la hornblenda a un anfíbol incoloro magnésico con liberación de granillos de magnetita.

El orden de cristalización deducido para las tonalitas es:



Cuarzo dioritas anfibólico-biotíticas.

El paso de estas rocas, desde las tonalitas, aparentemente gradual, conlleva una disminución del tamaño de grano (son rocas de grano medio), la disminución en el contenido de Q, aumento en la relación modal Anf/Bt y la inexistencia de Fto K.

La composición mineral es, pues, también: plagioclasa, hornblenda verde, biotita y cuarzo, siendo frecuentes los relictos de Cpx en el anfíbol. Como accesorios se encuentran apatito y en algún caso alanita.

La localización a borde del P.P.S.O., el tamaño de grano más fino y la composición ligeramente más básica llevan a considerar a estas rocas como una probable facies de borde de las tonalitas.

Granodioritas

Hacia el pueblo de Santa Olalla, fuera de la zona estudiada y ocupando el núcleo del plutón, las rocas se hacen más ácidas a la vez que aumenta el tamaño de grano. Se pasa así a tipos granodioríticos con textura hipidiomorfa compuestos por cuarzo, plagio-

clasa, ortosa perfitica y biotita, con circón, abundantes opacos y apatito como accesorios. Localmente se encuentra algo de cordierita pinnitizada.

La plagioclasa es anhedral con fuerte zonado normal discontinuo desde andesina básica (An 45) a oligoclasa (An 25).

La plagioclasa es la primera fase que cristaliza, seguida por la biotita y probablemente el cuarzo. El Fto K. es euhedral respecto a este último, aunque la presencia de intercrecimientos gráficos, sugiere una fase final de cristalización conjunta (eutéctico).

Rocas Filonianas Sáficas.

Las integran en general, diques y pitones más ácidos que las rocas descritas anteriormente. Las texturas son porfídicas en los bordes y granudas en el interior.

El Pitón de la Ermita de Rivera de Cala, intrusivo en las tonalitas, lo constituye un pórfido adamellítico compuesto por plagioclasa en fenocristales con zonado normal (An 37-15), microclina, cuarzo y anfíbol verde con algún relicto de Cpx. Hay apatito y esfena accesorios.

Los diques en general son más ácidos: granitos a y b (Análisis 7, Cuadro I). Están constituidos por cuarzo, oligoclasa con zonado normal (An 27-23), microclina, también microfenocristales y biotita. Hemos encontrado apatito y piemontita accesorios, esta última de aspecto deutérico, rellenando fisuras en los feldespatos. La biotita suele estar cloritizada.

En la carretera de Santa Olalla al Real de la Jara se corta una familia de diques subverticales con dirección N-35-E.

2.2.1.3. Stock de Aguablanca.

Es un pequeño plutón máfico (menos de 3 Km²), encajado en la formación marmórea de Rivera de Cala, principalmente en el tramo inferior calizo y el del Cortijo del mismo nombre, los tres en el tramo superior dolomítico.

Este pequeño cuerpo intrusivo, cuyo emplazamiento precede al del P.P.S.O., tiene notable interés en este área al asociarse espacialmente con el mismo la mayor intensidad de los fenómenos de contaminación magmática, (ver apartado 2.2.1.4.) (dioritoides) y de skarn (zona de Santa Marta).

Se trata de un cuerpo complejo en el que no se observan estructuras mesoscópicas, pero que no obstante, muestra una gran variedad petrográfica, con una disposición groseramente zonada y sin que hayamos podido encontrar contactos netos entre una y otras litologías (ver Mapa de Rocas Igneas).

El núcleo, lo integran cuarzo dioritas anfibólico-biotíticas. Hacia el N. y el W y el SW se pasa a rocas más anhidras de tendencia gabroidea piroxenítica, con aspecto de acumulados ígneos, que contactan bruscamente en el borde, con el dioritoide o con las formaciones encajantes metasedimentarias: mármoles y corneanas calcícas de Aguablanca - Santa Marta, (en este contacto se suele interponer un exoskarn granatítico) o corneanas pelítico grauvaquicas (ladera SW de Sta. Marta).

El carácter máfico de estas rocas junto con su tamaño de grano medio constituyen un distintivo frente a las litologías del P.P.S.O.

En el borde meridional, se observan encajándose en términos transicionales, una serie de pitones ácidos, graníticos, con piroxenos. En la misma zona se pueden encontrar diquecillos centimétricos de composición leucogranítica (felsitas) que constituyen las rocas más diferenciadas encontradas en este plutón.

En la ladera S de Sta. Marta se encuentran encajados en el

plutón, cuerpos discontinuos milonitizados de un granito trondjemítico con enclaves surmicáceos, o de la tonalita del P.P.S.O. En ambos casos parecen tratarse más bien de virutas tectónicas en relación con las importantes fracturas tardías.

Los escasos enclaves encontrados en este stock, tanto en los tipos máficos, como en los granitos piroxénicos, son de tipo peraluminico (Plag + Bt + Hercinita + Corindón + Sill ± Fto K), algunos de las corneanas cálcicas y otros granudos en general más máficos que la roca que los incluye; pero con la misma composición mineral.

Descripción litológica.

Q - Dioritas

Son de tipo anfibólico-biotíticos (Análisis 3 y 4; Cuadro 1), de grano medio, con texturas subofíticas, compuestos por plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo intersticiales.

La plagioclasa es una andesina básica (An 46-51) generalmente no zonada, aunque a veces existe, siendo normal y discontinua a An 26-27 en el borde. Los cristales tienen tendencia euhedral.

El anfíbol es siempre una hornblenda actinolítica verde (Análisis 3, Cuadro 13, Figs. 79, 80).

La mica (Análisis 1, Cuadro 9) es un flogopita ferrosa Mg/Fe=2,32 con un contenido alto de TiO_2 (4,48%), parte de la cual debe localizarse en posición tetraédrica como se deduce del hecho de que una vez saturada la posición octaédrica

$(Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ti^{4+})$ la suma $Si + Al + Ti^*$ (restante) = 8,072.

Esta composición de la mica concuerda perfectamente con la de las rocas magmáticas intermedias (DEER et al. 1963).

Los accesorios son apatito, opacos y circón.

Las dioritas muestran en forma desigual, indicios de transformaciones hidrotermales en bajo grado, con formación de clorita,

generalmente en fisurillas o reemplazando a la plagioclasa, anubarramiento de ésta por sericitización, talquización de los máficos (Anf y Cpx) y formación de calcita.

Rocas máficas del borde. Acumulados.

Hacia el borde, las dioritas descritas, pasan de una manera aparentemente gradual a rocas más básicas con abundante Opx y Cpx y que pueden clasificarse progresivamente, desde cuarzodioritas anfibólico-biotíticas con piroxenos, hasta melagabrodioritas hornbléndicas en la parte más externa. Este tránsito se ve bien mediante la sucesión de análisis modales $4 \rightarrow 3 \rightarrow 2 \rightarrow 1$ del Cuadro 1. El cuarzo y la plagioclasa disminuyen a la vez que lo hace la suma Anf + Bt. Correlativamente aumenta la relación Anf/Bt y la cantidad de piroxeno (Cpx + Opx). En los tipos magmáticos llega a aparecer olivino.

Composicionalmente la plagioclasa, que pasa a ser fase intersticial respecto al piroxeno, aunque en todo caso euhedral respecto al Anf. y la biotita, se va haciendo más básica. Así en la roca 1, la plagioclasa muestra zonado normal, con núcleos de labradorita (An 77) y bordes de oligoclasa básica (An 26-27), generalmente con una discontinuidad entre An 65 y An 39.

El Opx, a veces marcadamente pleocroico, es broncita (En_{83-82} $2V_{\alpha} = 80-87$) y el Cpx es un tipo salítico ($2V_{\gamma} = 55$).

Ambos piroxenos se presentan en cristales euhedrales independientes, aunque a veces se encuentran cristales de Opx junto con plagioclasa incluidos en el Cpx. Se transforman en los bordes a una hornblenda magnésica marrón-verde y biotita que junto con el cuarzo constituyen la mesostasia intersticial de estas rocas.

El olivino, tipo crisólito (Fo 85; $2V_{\alpha} = 89$), forma granillos euhedrales incluidos en el piroxeno y la plagioclasa. En el primer caso se transforman en serpentina y en el segundo muestran un ribete de anfibol verde asociándose pajuelas de una mica también

verde y de opacos.

Las transformaciones hidrotermales en estas rocas son muy escasas reduciéndose al reemplazamiento local de los piroxenos por talco y a las indicadas más arriba para el olivino.

Texturalmente estas rocas, de tendencia piroxenítica pueden interpretarse como acumulados en grado variable de piroxenos, granillos de olivino y núcleos de plagioclasa. En la terminología de WAGER et al. (1960), estas rocas en la medida en que no se han observado ópticamente zonados en el Ol, Cpx y Opx, pueden denominarse ortoacumulados. La existencia de núcleos básicos y fuerte zonado, con discontinuidades, en la plagioclasa, sugieren posibles fenómenos de tipo adcúmulo o de recrecimiento de los primitivos núcleos cristalinos por reacción con el líquido intersticial.

Hemos de destacar que estos posibles acumulados no presentan estructuras mesoscópicas, por lo menos a la escala de afloramiento, típicas de dichos procesos (p. ej. bandeados rítmicos). No obstante, el muestreo efectuado indica la existencia de variaciones modales entre las tres fases principales, Ol, Opx y Cpx, a escala hectométrica.

Granitos piroxénicos. Charnoquitas.

Se han encontrado por lo menos tres pitones de granitos piroxénicos en el borde meridional del stock de Aguablanca (Garrencho S.), dos de ellos con Cpx y el otro con Opx (Charnoquita).

En los tres casos, son granitos porfídicos con fenocristales de plagioclasa desorientados y seriados de hasta 1 cm de longitud. En el tipo con Opx la zonación es normal con discontinuidades, variando entre labradorita (An 66-60) en el núcleo, a oligoclasa (An 27) en el borde y la mesostasia. En los granitos con Cpx la zonación, menos acentuada, va de An 58 a An 37 en borde y matriz. En estos últimos el Cpx (Diopsido; $2V_g = 70$, $Z \wedge c = 36$) está muy reemplazado por hornblenda verde y biotita, llegando en alguna lámina a ser muy escaso.

En relación con esta reacción discontinua, se forma abundante esfena intercrecida con la biotita y el anfíbol. Por el contrario, en el tipo charnoquítico el ortopiroxeno de composición bronzita-hiperstena ($2V_{\alpha} = 58$) está débilmente biotitizado y no se observa ni anfíbol ni esfena.

La mesostasia, en los dos tipos, es microgranuda, de aspecto eutéctico y formada por Q, Plag. Bt y Fto K. (ortosa perfitica en la charnoquita y microclina en el granito con clinopiroxeno).

En uno de estos granitos con clinopiroxeno se han encontrado enclaves angulosos peraluminicos (Plag + Bt + Herc + corindón + sill) semejantes a los existentes en los tipos máficos del plutón encajante.

2.2.1.4. Dioritoides

Son sin duda las rocas ígneas de naturaleza más problemática de todas las encontradas en Rivera de Cala y las que, por otro lado, presentan una relación espacial y temporal más acusada con los procesos generadores del skarn.

El término dioritoide procede de su aspecto textural diorítico siendo efectivamente, desde un punto de vista petrográfico, dioritas y gabros anfibólicos o piroxénicos sin biotita.

Las características estructurales de estas rocas son las siguientes:

1) Se observan solamente en el borde del C.P.S.O. en relación espacial con el stock gabro-diorítico de Aguablanca y en todo caso con una disposición cartográfica indicativa de una situación a techo de estas intrusiones, (ver Mapa de Rocas Igneas). Esto es particularmente evidente en la banda que va desde Snta. Marta al Cortijo de Aguablanca con un buzamiento del contacto inferior a unos 30° al NW, así como bajo los "roof pendants" de Ce-

rro Almendro, Cerro Montero y Garrenchosa. Se han observado también apófisis circulares de pequeñas dimensiones (chimeneas) y de la misma composición perforantes en la roca encajante.

2) Sólo se encuentran estas rocas en contacto con rocas encajantes de naturaleza cálcica, mármoles o rocas desilicatos cálcicos, sin que en ningún caso las hayamos observado junto a los tipos detríticos, pizarras o grauvacas.

3) Estas rocas sólo afloran en Rivera de Cala, no habiéndose observado en ninguna de las áreas visitadas del contacto meridional.

4) Los contactos con las rocas intrusivas del P.P.S.O. (como con las del stock de Aguablanca, tanto con las dioritas como con los gabros cúmulo) son en todo caso netos y aparentemente intrusivos.

5) Son las únicas rocas del C.P.S.O. sobre las que se desarrollan fenómenos de skarnización, consistentes (ver apartado 4.4.1.) en el desarrollo de un endoskarn de Cpx + Escapolita (periskarn) seguido en la parte más interna hacia el contacto por una zona discontinua de granatita. El skarn destruye la textura ígnea, que puede llegar a quedar profundamente modificada (crecimientos radiales en rosetas de escapolita).

6) Los dioritoides son rocas granudas, que se hacen progresivamente más heterogéneas cuanto más próximas al contacto con la roca caja. Se observan entonces cambios bruscos en la granulometría con una marcada tendencia al desarrollo de tipos pegmatoides (Fig. 2). Este proceso va acompañado por el desarrollo de una brecha intrusiva, cuando el encajante es la corneana cálcica. Los enclaves subangulosos, desgajados y girados en el dioritoide heterogéneo, se hacen cada vez más abundantes hacia el contacto, pasando a la corneana que presenta una estructura brechificada de aspecto

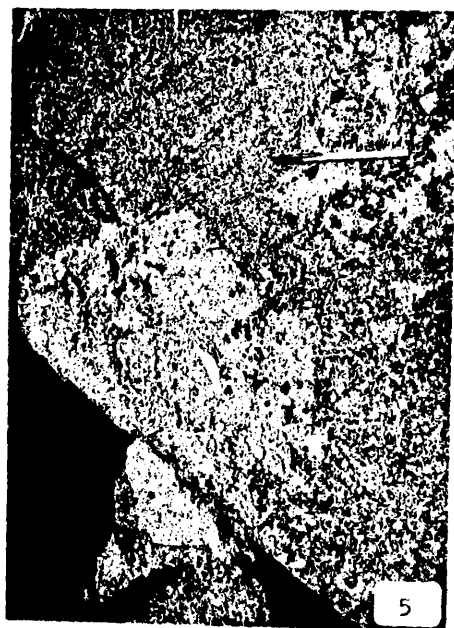
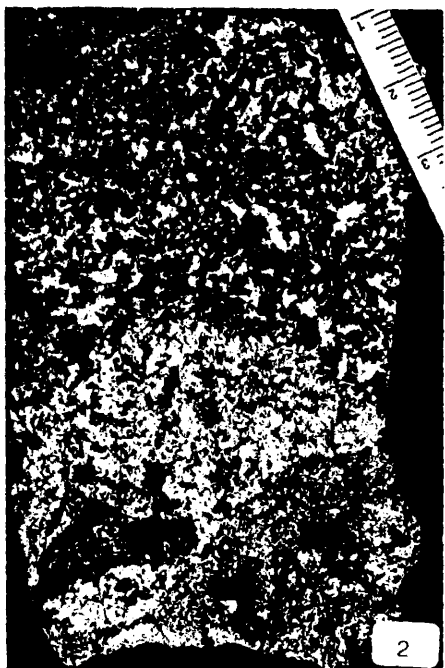


FIG. 2.- Variedades texturales del dioritoide junto al contacto.
Se aprecian enclaves modificados de corneanas cálcicas.
Junto al Cortijo de Aguablanca.

FIG. 3.- Brecha dioritoide: fragmentos angulosos y girados de
corneanas cálcicas en matriz dioritoide.

FIG. 4.- Dique concordante de dioritoide en la corneana cálcica.
Se distinguen fragmentos de la roca de caja arrancados
y con aureola de transformación. Km 460,5 aproximadamen-
te de la carretera de Mérida a Sevilla.

FIG. 5.- Dioritoide piroxénico (claro) intrusivo en el tipo anfi-
bólico (oscuro). En el ángulo superior izquierdo se dis-
tingue un enclave fusiforme de este último. Base de Cerro
Almendo.

agmamátítico, (Fig. 3). Estos fenómenos están bien desarrollados en Garrenchosa, afloramiento de la Crta., de Mérida (Fig. 4) y Cortijo de Aguablanca.

Los mármoles, por el contrario, no muestran estos fenómenos de brechificación, ni se encuentran como enclaves, lo que parece indicar un comportamiento más plástico durante la intrusión a diferencia de las corneanas cálcicas, mecánicamente más frágiles.

7) Dentro del conjunto dioritoide hemos podido distinguir dos tipos: uno de tonalidad oscura, anfibólico, y otro, menos frecuente, verde pálido, piroxénico. Este último es en todos los casos vistos, intrusivo en el primero, a veces con estructuras de apófisis o pitones y conteniendo también enclaves del tipo oscuro, (Fig. 5). Asimismo, el dioritoide verde claro es el que constituye el material inyectado, que forma la matriz de las brechas en las corneanas cálcicas, junto al contacto.

Descripción litológica.

El dioritoide oscuro es una roca granuda con textura ofítica, que se hace intersertal en las zonas heterogéneas próximas al contacto. Composicionalmente son rocas a caballo entre dioritas y gabros anfibólicos, siendo la paragénesis típica Anf + Plag + Esf. La falta de biotita y la presencia, visible con lupa, de abundante esfena, permiten, en el campo, distinguir fácilmente a estas rocas de las dioritas anfibólico-biotíticas.

Como se verá en el apartado de geoquímica, estas rocas son marcadamente subsaturadas, presentando nefelina normativa.

El anfíbol, intersticial de la plagioclasa, ha sido analizado con microsonda, y corresponde a una magnesio-hornblenda, según la clasificación de LEAKE, (1968) (Anál. 5; Cuadro XIII, Figs. 79,80), de color verde. Tiene un alto contenido en

Al_2O_3 (6,7% en peso) que se refleja en el reemplazamiento del silicio en posición tetraédrica ($\text{Al}^{\text{IV}} = 0,8$). El TiO_2 es próximo a 0,5% en peso.

La plagioclasa, suele mostrar un marcado zonado normal discontinuo, que comienza en núcleos de labradorita (An 63-64) que culmina en los bordes en oligoclasa (An 20-29). En los dioritoides de la parte occidental de Rivera de Cala (Cerro Almendro y Crta. de Mérida), en contacto con la tonalita, la plagioclasa no muestra zonado y tiene una composición entorno de An 40-42.

Se conservan restos esqueléticos de Cpx de composición diopsídica ($2V_y = 51-52$; $ZAc = 38$) como núcleos escasos dentro del anfíbol.

El dioritoide claro, de tonalidad verde pálido es también una gabrodiorita, con una paragénesis fundamental de Cpx + Plag + Esf. Al igual que el dioritoide oscuro son rocas subsaturadas con nefelina normativa.

El clinopiroxeno determinado por métodos ópticos varía mucho en composición aunque es predominantemente un tipo verde pálido rico en hierro con composición de ferrosalita-hedembergita ($2V_y = 60-62$; $ZAc = 44-47$) según TROGER (1971) para la serie Di-Hd. Normalmente pasa en los bordes a un anfíbol verde. Este piroxeno enlaza por su composición con los de los skarns que son también ricos en Fe.

La plagioclasa, menos zonada que en el tipo anfibólico, es en términos medios más básica, variando en zonado normal desde An 58 a An 27-40. En la zona occidental, la composición es An 42, igual que la del dioritoide anfibólico.

Junto al Cortijo de Aguablanca, a unos 250 m. al SW se encuentra una facies local del dioritoide piroxénico. Constituye una vena de unos 2 m. de anchura, bordeando un enclave de corneanas cálcicas, brechificadas (brecha dioritoide) inmerso en las rocas ga

bro-norfticas con tendencia cúmulo. Son gabros (An-58) con un cierto bandeado, visible al microscopio, en los que se conserva algo del Otpx y de la biotita de la roca original. Es el único punto en que hemos podido observar estas dos fases relictas en el dioritoide. En estas rocas llega a encontrarse un anfíbol tardío azul-violeta de tipo adversonftico ($2V_{\alpha}$ casi nulo), asociado a la biotita y a granos de sulfuros.

También en esta zona del Cortijo de Aguablanca, muy compleja, (Fig.52, corte geológico), se observan algunos pitones de leucogabros piroxénicos de grano fino, intrusivos tanto en las gabro-noritas como en el dioritoide anfibólico de la banda Snta. Marta - Corti jo de Aguablanca, que muestran escapolitización a lo largo de fracturas, proceso típico de los skarns de esta área y que aporta así indicios sobre la cronología del mismo.

En las brechas dioritoides desarrolladas en las corneanas cálcicas, el material intrusivo es una diorita piroxénica con texturas porfídicas. La paragénesis es Cpx + Plag + Q. El Cpx ferrosalftico, forma cristales euhedrales variablemente pseudomorfi zados por un anfíbol verde. La plagioclasa es una andesina en forma de cristales subhedrales pequeños, con zonado inverso continuo entre An 37 en el núcleo y An 47 en el borde, con los espacios intersticiales rellenos de cuarzo que en parte la reemplaza (Fig.6). Los accesorios son esfena con núcleos de rutilo, apatito y algún grano de allanita.

Los enclaves corneánicos sufren profundas transformaciones sobre su mineralogía inicial. Así, en algunos enclaves centimétricos puede observarse un zonado, con una aureola anfibolítica (Anf verde + Plag + Esf + Calc) y un núcleo de plagioclasa anubarrada por sericita y epidota, aunque lo normal es que sólo se observe el primer fenómeno, conservándose a veces restos del Cpx precedente de la corneana.

En los dioritoides, son frecuentes e intensas las transformaciones a asociaciones minerales de bajo grado, que bien reemplazan a la paragénesis ígnea o rellenan las pequeñas cavidades geo-



FIG. 6.- Plagioclasa parcialmente reemplazada por cuarzo en la matriz granuda de una brecha dioritoide.
ILM 58620 NX x 100

FIG. 7.- Cavity intersertal en dioritoide con relleno, principalmente de calcita, y fuerte anubarramiento de la plagioclase adyacente. ILM 58312 NX x 40

FIG. 8.- Textura fluidal con microfragmentos xenolíticos angulosos, en las tobas riolíticas de Capirocete. ILM 65065 N// x 40

FIG. 9.- Fenocristal de biotita, fuertemente transformado y rodeado por la superficie de flujo, en las tobas riolíticas de Capirocete. ILM 65065 N// x 40

métricas intersertales que presentan estas rocas en las zonas más heterogéneas del borde. La asociación corriente la integran Anf.inc-verde pal. + microlina + epidota + opacos + calcita, (Fig. 7). Con menos frecuencia se observan clorita, cuarzo y prehnita. Una segunda generación de esfena suele desarrollarse como subproducto de esta transformación, principalmente del anfibol.

El anfibol incoloro-verde pálido, se ha determinado por microsonda, (Cuadro XIII, Anál. 6), siendo un tipo actinolítico (Figs. 79-80). Se desarrolla a expensas del anfibol verde magnésico hornbléndico ígneo y muestra con respecto a él un descenso acusado en los contenidos de K_2O , TiO_2 , Al_2O_3 y FeO (total), lo que va acompañado por un aumento en el contenido de MgO . Parte del TiO_2 liberado se aloja sin duda en la segunda generación de esfena.

La plagioclasa se saussuritiza intensamente a sericitas + clinozoisita. Los opacos, determinados por luz reflejada son granos euhedrales de sulfuros, principalmente pirita, con calcopirita y pirrotina adicionales.

2.3. Rocas ígneas internas.

2.3.1. Rocas ígneas pretectónicas.

2.3.1.1. Tobas riolíticas de Capirocete.

Justo en el contacto entre las formaciones carbonatada del Cámbrico Inferior y la pizarroso-grauváquica. del Cámbrico Medio, aflora, al NE del Cortijo de Capirocete y en el dominio N. de la falla de Cherneca, una intercalación de rocas volcánicas ácidas, con una potencia de unos 50 m. y de poca extensión lateral.

Son rocas tobáceas de color rosado con una marcada textura fluidal paralela a S_0 con contorsiones (Fig. 8) y en las que des-

tacan a simple vista fragmentos angulosos xenolíticos de tamaño centimétrico, de pizarras, pizarras arenosas, cherts y liditas, todas ellas rocas epi o anquimetamórficas, variablemente silicificadas. Los únicos minerales ígneos son placas dispersas de biotita, muy alterada a productos micáceos submicroscópicos (Fig. 9) y granillos de cuarzo. La matriz originalmente vítrea muestra recristalización incipiente con crecimientos microlíticos de feldespato potásico orientados perpendicularmente a las superficies del flujo.

Al W de la zona estudiada, en la región de Burguillos-Jerez de los Caballeros, DUPONT y VEGAS (1978) han descrito recientemente un complejo volcánico supracalcáreo, constituido por lavas y piroclastos ácidos, que pueden ser equivalentes a nuestras tobas.

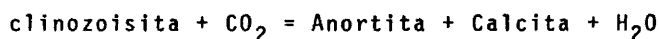
También BARD (1964-1969) identifica en el flanco norte del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, en la zona de Zafra un tramo de cuarcitas, tobas riolíticas y coladas de piromérides, situadas hacia el techo del Cámbrico Medio, aunque su correlación con las tobas de Rivera de Cala resulta por ello más difícil.

2.3.1.2. Doleritas epidioritizadas de Cherneca.

Las rocas básicas pre- F_1 están representadas en Rivera de Cala por una serie de masas tabulares, sills y a veces diques, que afloran principalmente en la zona de Capirucete, en el tramo superior dolomítico y se continúan en restos pequeños de difícil delimitación, hacia el E. (N. del Real de la Jara). El fuerte contraste de viscosidades entre estas rocas y los mármoles envolventes se traduce en un estilo de deformación frágil con boudinamiento (Fig. 10) e intenso diaclasado interno, perpendicular al contacto.

Se trata de rocas epidioríticas, procedentes de diabasas de grano fino en las que todavía se conserva bien la textura pseudotáfica subvolcánica. La paragénesis ígnea, constituida por Hb verde + plagioclasa está fuertemente retrogradada a una asocia-

ción de bajo grado con uralita verde (actinolita) + clorita + calcita + cuarzo, que o bien reemplaza directamente a la paragénesis primaria o rellena la red de fracturas F_1 . Como subproductos de esta transformación ^{hay} villiménita + esfena en parte anubarrando a la Hb ígnea. La plagioclase se transforma en calcita. La falta de zoisita-epidota entre los productos secundarios, sugiere que la transformación ha tenido lugar en un medio fluido relativamente rico en CO_2 ($X_{CO_2} > 0,1$; KERRICK 1974, pág. 747) en todo caso a la derecha de la reacción:



Esto es lógico, pues el CO_2 procedente de los mármoles envolventes debió de diluir notablemente al H_2O en el fluido intergranular.

El Al_2O_3 liberado en la formación de calcita se concentra en la clorita, fenómeno corriente observado en esta zona y que se refleja en la nucleación de esta última en grietas de la plagioclase, dado el comportamiento poco móvil del aluminio.

Se observan en estas diabasas abundantes granos de sulfuros que en algún caso forman, junto con magnetita, concentraciones en los mármoles adyacentes que han sido explotadas en el pasado.

Los procesos de skarnización que afectan a esta región se traducen en una débil escapolitización tardía, acompañada por Fpto.K.

Respecto al momento en que tuvo lugar la epidioritización hay dos posibilidades:

1) Transformación durante el metamorfismo regional hercínico de tipo intermedio de baja presión que afectó a todo el sur de Ossa-morena y que es sin F_1 , inter F_1 - F_2 (BARD, 1969, 1971; ENRI-LE, 1971). En esta zona este metamorfismo no alcanza la isograda de la biotita (+) (V. Cap. 3.1.).

2) Durante el metamorfismo de contacto, debido al emplazamiento de C.P.S.O., que en el dominio norte de la falla de Cherneca

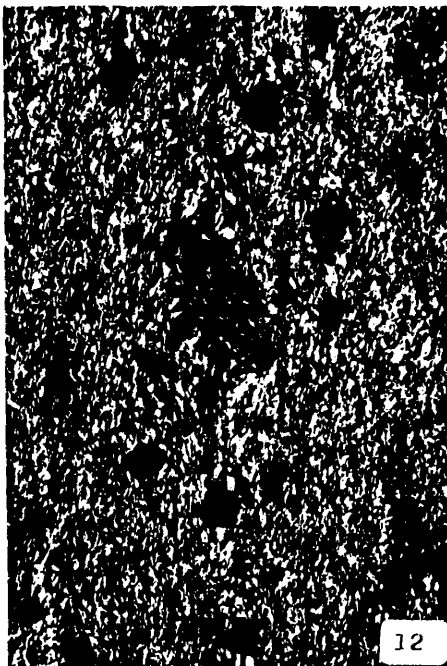


FIG. 10.- Dique dolerítico, discordante y pretectónico, en los mármoles de Aguablanca. Destaca la adaptación por fluencia del mármol, en la zona del cuello del boudin.

FIG. 11.- Ortogneis de Serrezuela. Textura protomilonítica debilmente recrystalizada. Se aprecia un cristal de turmalina, pretectónico, con textura en girones.

FIG. 12.- Cristal cruzado de clorita en las pizarras de bajo grado al NO del Real de la Jara. Se aprecia una microcrenulación incipiente en relación con la cual se forman sombras de presión de cuarzo a ambos lados de la clorita.

FIG. 13.- Grano de opaco en las pizarras de bajo grado, con "pressure fringes" en relación con un episodio tardío de débil aplastamiento.

alcanza temperaturas de hasta 475°C correspondientes a la zona de la tremolita en mármoles, (V. Apartado 3.2.3.).

En Rivera de Cala el metamorfismo regional no llega a producir en mármoles la aparición de minerales metamórficos como talco o tremolita esto es, se mantiene estable la asociación $Do \pm Cc + Q$. No obstante, si se toma como presión de carga durante el mismo, el valor de 2-2,5 Kb deducido de BARD (1969) para la epizona, la temperatura en esta zona debió de tener un techo máximo de unos 475°C por encima de la cual la asociación de $Do + Q$ dejaría de ser estable.

Ambas condiciones P-T, las del metamorfismo de contacto y la del regional son compatibles con la retrogradación observada en la doleritas en base a los argumentos de WINKLER, (1974), por lo que es posible que esta haya tenido lugar incluso durante los dos episodios metamórficos.

Rocas básicas semejantes, a techo de la formación carbonatada cámbrica, han sido observados también por FABRIES (1963; Rocas Verdes) en la zona de Lora del Río y por BARD (1969, pág. 83) en Aracena. En ambos casos la asociación con calizas lleva a pensar en un episodio subvolcánico de edad ligeramente posterior.

2.3.1.3. Anfibolitas de Serrezuela.

En la ladera E. de la colina de Serrezuela (al W de Snta. Marta), a unos 100 m. del contacto con la tonalita Bt-Anf del P.P.S.O., se han recogido muestras de anfibolitas cuya geometría no ha podido precisarse, aunque probablemente forman lentillas concordantes con S_0 de pocos metros de potencia.

Son rocas oscuras de grano fino, con una textura foliada de aspecto fluidificado, que recuerda la de las corneanas pizarrosas grauváquicas de la zona interna de la aureola (V. Cap. 3.1.). Están compuestas por un anfíbol verde oliva, poiquiloblástico so-

bre una mesostasia de plagioclasa (An 28-30) y biotita con abundantes granos de magnetita y apatito. Se conservan reliquias de Cpx. blindadas en el anfibol y anubarrados por exoluciones ilmeníticas.

Las texturas sugieren que estas rocas son ortoanfibolitas afectadas por el metamorfismo de contacto y corresponden a intercalaciones doleríticas equivalentes probablemente a las de Capirucete.

2.3.1.4. El ortogneis de Serrezuela.

Se trata de un cuerpo tabular de unos 70 m. de potencia en la zona más ancha, que se adelgaza rápidamente hacia el sur. Es peneconcordante con S_0 y muestra una foliación medible concordante con las de las corneanas detríticas encajantes.

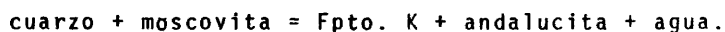
Este ortogneis es una roca de grano fino a medio y color rosa do en la que destacan a simple vista microfenocristales de cuarzo a veces estirados y lentillas orientadas de biotita. Localmente, junto al contacto se encuentran "schlierens" y enclaves surmicáceos.

Petrográficamente, la roca es un granito con una paragenesis fundamental de cuarzo, microclina perfitica, con muy poca moscovita y poca o ninguna plagioclasa. Como accesorios hay turmalina, circón, opacos y andalucita, esta última en prismas subhedrales, corroídos por cuarzo y muy sericitizados. Muestran además inclusiones de biotita, concordantes con las externas, lo que lleva a pensar en un origen blástico durante el metamorfismo de contacto.

La textura es orientada, con tendencia poligonal (recristalizada) aunque se conservan bien los indicios de una deformación frágil anterior (ext. ond. en feldespatos y cuarzo, curvatura de micas y textura en jirones de los cristales de turmalina), (Fig. 11).

Al igual que las corneanas detríticas, éstas rocas muestran una intensa retrogradación en forma de sericitización de feldespatos y de andalucita y cloritización de la biotita con liberación de granillos de rutilo.

Si se acepta que la esquistosidad en esta zona ha sido generada fundamentalmente por F_1 , entonces la foliación del granito es producto de dicha fase, por lo que la intrusión sería sincrónica con la misma. La recrystalización (poligonización), es debida al metamorfismo de contacto, así como la generación de andalucita a baja presión mediante la reacción clásica,



2.3.2. Rocas Igneas Postectónicas.

2.3.2.1. Pre-Skarn.

2.3.2.1.1. Pitones y diques básicos.

En el mapa de rocas ígneas se indican una serie de afloramientos, generalmente con la geometría de chimeneas perforantes de pocos metros de diámetro, aunque también como diques-sills, y un stock de reducidas dimensiones al norte de Aguablanca. En todos los casos la composición es la del dioritoide, esto es, gabro-dioritas piroxénicas (V. Apartado 2.2.1.4.) sobre las que frecuentemente se observa el desarrollo local de endoskarns ($\text{Gr} + \text{Cpx}$ y $\text{Escap.} + \text{Cpx}$) en manchas irregulares, así como importantes fenómenos de transformación de los mismos a baja temperatura ($\text{Ep} + \text{uralita} \pm \text{Fpt. K.} \pm \text{sulfuros}$).

Estas rocas son cronológicamente equivalentes al dioritoide

que como vimos (V. Apartado 2.2.1.4.) marca el contacto en varios puntos entre el C.P.S.O. y las formaciones encajantes cálcicas, corneanas y mármoles calcíticos.

2.3.2.1.2. Diques Felsíticos.

En la zona de Serrezuela hay un sistema de diques felsíticos con una dirección NW-SE. El principal de estos diques tiene una potencia de unos 15-20 m. y realmente lo integran una serie de tramos alineados que después de formar el contacto con las tonalitas del P.P.S.O., terminan bruscamente contra la falla de Chereneca, reencontrándose de nuevo, en forma de virutas tectónicas, a lo largo de la misma falla al sur de Capirucete y junto al Cjo. Marina Brava. Hacia el SE los diques terminan bruscamente contra los dioritoides de Santa Marta.

Estos diques muestran un diaclasado muy apretado, que en la zona de falla pasa a una verdadera milonita.

Son rocas de color blanco-rosado en las que destacan microfeno-cristales de 1-2 mm. de cuarzo, a veces automorfos y con golfos de corrosión dispersos en una matriz afanítica con textura micro-mosqueada. Esta, está formada por microporfiroblastos isométricos (0,15 mm.) de albita anubarrada, sobre una mesostasia submicroscópica de microlitos de FK y calcedonia intersticial.

La textura, el diaclasado y la terminación brusca de estos diques al SE sugieren que su emplazamiento puede ser anterior al del C.P.S.O. y que han experimentado una fuerte recrystalización de la matriz que debió ser inicialmente vitrofídica.

En estas rocas, no se han observado efectos de skarnización, aunque esto se explica en parte por su localización en el dominio de los mármoles dolomíticos donde estos fenómenos son poco intensos, (V. Apdo. 4.4.1.).

2.3.2.1.3. Stock granítico de Helechoso.

Se trata de un pequeño cuerpo granítico en el centro del macizo de Rivera de Cala, recorrido por este río y un afluente que le da nombre. Tiene como rasgo más destacable la intensa eskarnización que ha experimentado y que será objeto de estudio detallado en el Capítulo 4.

Los contactos parecen en general próximos a la vertical menos al SW donde buzan hacia la roca de caja, sugiriendo que el nivel erosivo actual se encuentra próximo al techo de la intrusión. Por otro lado, la verticalidad de los contactos indica que en buena parte la intrusión ha sido favorecida por la disposición también próxima a la vertical de la estratificación en el lado N y S.

El plutón presenta una zonación interna con un borde de enfriamiento porfídico de unos 50-100 m. de anchura y un núcleo granudo, recorrido por diques dcms. también porfídicos, con contactos soldados, y trazados como fluidificados. El contacto externo del plutón va precedido de una zona de fuerte inyección en la corneana cálcica. Asimismo, esta roca se conserva como enclaves de tamaños a veces decamétricos en la parte W del stock.

El granito es un tipo de grano fino y bajo índice de coloración, de tonalidad rosada y de composición típicamente granítica con Q + Microcl. + Pl(An 29 — 17) + Bt como minerales principales y Op, Ap, Zr, y esfena accesorios. En la facies de borde los fenocristales consisten en plagioclasa muy zonada (v. arriba), cuarzo automorfo y placas de biotita variablemente cloritizadas, con bordes corroídos por la matriz, constituida a su vez por un agregado microgranudo de Q, microclina y plagioclasa a veces con texturas granofídicas.

El desarrollo de un intenso meatosomatismo de tipo skarn en su facies de alta y baja temperatura (V. Apado. 4.4.3.4.) y la presencia de pitones de dioritoides también pre-skarn, sugieren que la intrusión de este granito es anterior a la formación del diori

toide. Asimismo, puesto que esta roca se interpreta (V. Apdo. 4.4.3.4.) como una facies contaminada que precede al emplazamiento final del stock de Aguablanca, la conclusión que sacamos es que el granito de Helechoso es un precursor (probablemente con los diques felsíticos) dentro del ciclo magmático postectónico de esta zona.

2.3.2.1.4. Stock Granítico de Almendral.

Forma el Cerro Almendral (V. Mapa de Rocas Igneas) y su continuación hacia el N. y constituye la parte oriental del "roof pendant" mostrando una geometría aproximadamente elíptica. La parte SW del stock, en contacto neto con los dioritoides anfibólicos, está muy modificada textural y composicionalmente por fenómenos de skarn y muestra asimismo una intensa deformación (diaclasado) que ha facilitado la circulación de los fluidos generadores del mismo (filoncillos de Granate + Cpx. verde + Q), cicatrizando las grietas sobre una roca transformada a Pl (An 12) + Cpx verde + Q. El cuarzo es producto de una silicificación tardía. Asimismo, la allanita es abundante. (V. Apdo. 4.4.3.4.).

En el borde N y E del stock la roca conserva su naturaleza ígnea. Se trata de una leucogranodiorita o trondjemita de grano medio compuesta por Q + Pl (An 24) débilmente zonada, hornblenda verde y pequeñas cantidades de biotita y microclina intersticiales junto con el cuarzo y reemplazando a la plagioclasa. Abundan los accesorios: Ap, circón, esfena y opacos.

En estas zonas no transformadas por el metasomatismo se ven lentículas pegmatíticas, así como "schlierens" anfibólicos paralelos al contacto y subverticales. No hemos encontrado enclaves.

El problema de este cuerpo granítico es el de su edad con relación al dioritoide, que constituye el muro subhorizontal del "roof pendant" y la tonalita Bt-Anf del P.P.S.O. claramente intrusiva en

en el mismo (contactos netos y apófisis), puesto que aunque las estructuras magmáticas y los contactos son en varios puntos verticales, en otros parecen muy tendidos. Los criterios indirectos sugieren, no obstante, una edad predioritoide en base a la intensa fracturación, que no se observa ni en esta roca ni en la tonalita.

Podemos pues pensar que el granito de Almendral ha sufrido una fuerte deformación durante la primera fase del emplazamiento del C.P.S.O. en que se formó el dioritoide, seguido del desarrollo local de skarns en la etapa tardía y postmagmática del mismo, durante el emplazamiento final de la tonalita ya que a diferencia del dioritoide, ésta no muestra en ningún punto efectos de transformaciones metasomáticas.

2.3.2.2. Rocas Igneas Post-Skarn.

En Rivera de Cala se encuentran diseminados una serie de pequeños cuerpos ígneos, con geometría de chimeneas y composición de dioritas anfibólico-biotíticas, que son intrusivos en los exoskarns sobre los que producen aureolas de anchura decimétrica de minerales retrogradados, (actinolita uralítica, cuarzo, calcita, epidota). En general son diabasas porfídicas subvolcánicas, a veces con zonas más granudas dentro del mismo cuerpo intrusivo. En algún caso (Fig. 57) se ha observado una vaina externa de hasta 1 m. de anchura de una brecha intrusiva formada por fragmentos xenolíticos alargados y fluidificados, de corneanas pizarrosas y de silicatos cálcicos muy transformados por digestión magmática, así como enclaves probablemente cogenéticos más básicos.

Estos pequeños cuerpos intrusivos post-skarn, son el equivalente de las rocas dioríticas del C.P.S.O. Muestran asimismo zonas con una modificación composicional a dioritoides sin biotita y están atravesadas por filoncillos de anchura cm. a dcm. con la

con la composición de líquidos sílicos finales: aplitas y granófi-
fidos con cuarzo, feldespato potásico y/o albita y a veces algo
de anfíbol verde y biotita.

2.4. GEOQUIMICA.

2.4.1. Introducción.

El estudio geoquímico, se basa en un total de 25 muestras en
las que se han determinado elementos mayores y menores (Ni, Pb,
Rb, Sr, Zn, Zr, Co). En algunos casos se han determinado también
los aniones SO_3^{2-} (presencia de granillos de sulfuros), Cl en los
dos endoskarns (debido a la escapolita) y CO_2 (debido a escapolita
y carbonatos secundarios).

Las rocas escogidas son todas postectónicas y se distribuyen
de la siguiente manera:

P.P.S.O.	Números	2,10,14,15,16,18
Stock de Aguablanca	"	3,4,5,12,17,19,20,21,22,23
Granito de Helechoso	"	24,25
Dique básico en roca caja	"	1
dioritoides	"	6,7,9,11
Endoskarns escapolíticos	"	8,13.

La clasificación petrográfica acompaña a los análisis, recogidos en
los Cuadros 2 y 3. Asimismo, se han realizado las normas CIPW de
todas estas rocas. Los análisis 14, 15 y 16 han sido tomados
del trabajo de APARICIO et al. (1977).

CUADRO 1

ANALISIS MODALES

	1. 63414	2 60282 Anal.19	3 60422 Anal.21	4 61605 Anal.4	5 55308* Anal.16	6 55307* Anal.15	7 55306* Anal.14
O-píroxeno	30,53	30,96	6,72	-	-	-	-
C-píroxeno	29,66	3,41	5,20	0,15	-	-	-
Anfibol	15,14	21,54	15,12	18,92	7,63	8,84	-
Biotita	1,81	4,33	15,15	22,98	18,31	30,49	6,92
Plagioclasa	22,04	36,33	51,22	45,47	55,65	42,50	40,61
Fto.Potás.	0,70	-	-	-	1,85	-	26,39
Cuarzo	-	3,41	6,37	12,05	16,24	17,96	23,80
Olivino	-	-	-	-	-	-	-
Esfena	-	-	0,20	-	-	-	-
Opacos	0,10	-	-	0,42	0,08	0,03	2,08
Apatito	-	-	-	-	0,08	0,10	0,17
Circón	-	-	-	-	0,12	-	-

*Análisis tomados de APARICIO et al. (1976, inédito).

Clasificación según IUGS (197)

- 1.- Melagabronorita (hiperita) hornbléndica. Stock de Aguablanca.
- 2.- Norita hornbléndica. Stock de Aguablanca.
- 3.- Cuarzodiorita anfibólico biotítica. Stock de Aguablanca.
- 4.- Cuarzodiorita biotítico anfibólica. Stock de Aguablanca.
- 5.- Tonalita.P.P.S.O.
- 6.- Tonalita. P.P.S.O.
- 7.- Adameilita. P.P.S.O.

CUADRO 2

ANALISIS QUIMICOS

	1	2	3	4	5	6	7	8*	9	10	11	12
	61593	60283	61602	61605	61600	62646	62556	59299	59313	60419	60263	60276
SiO ₂	56,60	56,60	48,40	55,60	55,00	47,60	52,30	49,80	50,00	59,00	51,40	58,60
Al ₂ O ₃	17,33	18,35	12,75	16,57	17,33	19,58	14,99	11,12	15,95	16,44	17,40	15,71
FeO ₃	2,69	1,39	1,87	1,84	1,34	1,93	1,75	0,61	2,25	1,63	0,19	1,15
FeO	4,71	5,29	7,08	5,34	5,79	3,49	5,24	4,28	3,75	4,62	3,17	5,28
MnO	0,03	0,10	0,16	0,11	0,14	0,09	0,23	0,18	0,12	0,10	0,17	0,11
MgO	3,53	4,23	16,23	6,65	5,95	6,12	6,50	7,08	10,13	4,78	5,54	4,59
CaO	5,19	5,05	7,71	5,89	5,75	14,36	12,24	21,28	11,17	5,05	13,83	6,11
Na ₂ O	4,80	3,99	2,16	3,67	4,10	3,61	3,72	2,16	3,34	3,24	3,45	3,72
K ₂ O	1,68	2,65	0,58	2,22	2,75	0,57	0,87	0,53	1,15	2,46	2,35	2,74
TiO ₂	0,97	0,98	0,52	0,88	0,92	0,25	1,00	0,40	0,33	0,78	1,04	1,05
P ₂ O ₅	0,30	0,34	0,20	0,21	0,15	0,09	0,13	0,03	0,04	0,17	0,24	0,22
SO ₃	-	-	0,30	-	-	1,25	-	0,30	-	-	-	-
CO ₂	0,50	-	-	-	-	-	-	0,88	-	0,13	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	0,18	-	-	-	-
H ₂ O	1,56	1,01	2,03	0,96	0,69	1,04	0,81	0,82	1,81	1,35	1,28	0,74
Total	99,89	99,89	99,99	99,94	99,91	99,98	99,78	99,65	100,04	99,75	100,06	100,02

CUADRO 2 (Cont.)

NORMAS C.I.P.W.

	1	2	3	4	5	6	7	8*	9	10	11	12
Ap	0,70	0,79	0,46	0,49	0,35	0,21	0,30		0,09	0,39	0,56	0,51
IIm	1,84	1,86	0,99	1,67	1,75	0,47	1,90		0,63	1,48	1,98	1,99
Or	9,93	15,66	3,43	13,12	16,25	3,37	5,14		6,80	14,54	13,89	16,19
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,35	0,98		3,59	0,00	8,50	0,00
Mt	3,90	2,02	2,71	2,67	1,94	2,80	2,54		3,26	2,36	0,28	1,67
Hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00
An	20,79	22,83	23,39	22,19	20,77	35,55	21,64		25,14	23,06	25,06	18,08
C	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00
Di	2,43	0,00	10,81	4,56	5,50	28,06	30,83		23,78	0,72	33,58	8,79
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00
OI	0,00	0,00	21,59	0,00	6,48	4,59	5,98		13,30	0,00	1,44	0,00
Hy	12,49	17,67	16,00	21,40	11,48	0,00	0,00		0,00	17,59	0,00	14,35
Ab	40,62	33,76	18,28	31,06	34,69	13,29	29,67		21,64	27,42	13,51	31,48
Q	5,14	3,83	0,00	1,83	0,00	0,00	0,00		0,00	10,71	0,00	6,20
FEM	0,30	0,34	0,17	0,24	0,30	0,19	0,25		0,12	0,28	0,19	0,32

*Esta muestra corresponde a un endoskarn escapolítico.

CUADRO 2 (Cont.)

ANÁLISIS QUÍMICOS

	13*	14**	15**	16**	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	61642	55306	55307	55308	63388	60264	60282	60421	60422	61607	63412	58240	58243
SiO ₂	48,50	67,80	61,10	60,00	63,30	60,70	56,50	67,00	56,00	55,60	53,25	74,40	73,80
Al ₂ O ₃	12,57	15,14	16,15	16,91	15,11	15,88	10,75	14,59	14,08	14,60	13,57	11,78	12,54
Fe ₂ O ₃	1,74	2,04	1,78	2,06	0,54	0,28	1,25	1,15	1,15	0,79	1,61	0,10	0,85
FeO	5,56	1,85	3,96	3,62	1,98	3,22	6,33	3,51	7,05	6,56	5,65	0,89	1,55
MnO	0,28	0,03	0,07	0,09	0,05	0,12	0,14	0,09	0,16	0,12	0,14	0,03	0,02
MgO	6,12	0,89	3,63	3,79	2,10	3,06	12,62	1,72	6,89	5,93	12,24	1,15	1,15
CaO	19,95	2,63	4,91	5,55	7,22	10,70	8,29	3,75	6,69	7,49	9,10	2,41	1,87
Na ₂ O	2,59	3,07	2,70	3,13	4,80	3,61	1,67	2,86	2,80	3,88	2,00	3,18	3,50
K ₂ O	0,82	4,62	2,41	2,16	2,84	0,48	0,67	3,52	2,02	1,35	0,58	5,20	3,47
TiO ₂	0,71	0,51	0,90	0,83	0,80	0,90	0,42	0,68	0,82	0,91	0,47	0,40	0,29
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,25	0,27	0,43	0,33	0,08	0,34	0,47	0,29	0,33	0,08	0,30
SO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO ₂	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	0,70	1,14	1,78	1,55	0,63	0,66	1,07	0,69	1,80	2,20	0,91	0,31	0,62
Total	100,09	99,85	99,64	99,66	99,80	99,94	99,78	99,90	99,93	99,72	99,85	99,93	99,96

CUADRO 2 (cont.)

NORMAS C.I.P.W.

	13*	14**	15**	16**	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Ap		0,30	0,58	0,63	1,00	0,76	0,19	0,79	1,09	0,67	0,76	0,19	0,70
Ilm		0,97	1,71	1,58	1,52	1,71	0,80	1,29	1,56	1,73	1,89	0,76	0,55
Or		27,30	14,24	12,77	16,78	2,84	3,96	20,80	11,94	7,98	3,43	30,73	20,51
Ne		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt		2,96	2,58	2,99	0,78	0,41	1,81	1,67	1,67	1,15	2,33	0,14	1,23
Hm		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An		12,20	22,72	25,72	11,30	25,72	19,86	16,38	19,89	18,44	26,34	2,52	7,32
C		0,62	0,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35
Di		0,00	0,00	0,04	14,97	20,50	16,61	0,00	8,34	13,75	13,29	7,14	0,00
Wo		0,00	0,00	0,00	9,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy		3,14	13,48	13,16	7,19	2,07	33,62	8,82	24,03	18,16	32,67	0,39	4,57
Ab		25,98	22,85	26,49	40,62	30,55	14,13	24,20	23,69	32,83	16,92	26,91	29,62
Q		25,24	18,92	15,05	2,87	14,74	7,74	25,18	5,93	2,82	2,30	30,84	34,51
FEM		0,24	0,27	0,23	0,22	0,31	0,20	0,45	0,33	0,34	0,18	0,20	0,31

*Esta muestra corresponde a un endoskarn escapolítico.

**Estos análisis han sido tomados de APARICIO et al. (1977).

CUADRO 3

ELEMENTOS MENORES. ROCAS IGNEAS

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sr	322	357	261	306	298	458	376	337	479	330	430	314	257
Zn	21	40	58	32	56	24	41	28	26	38	28	50	257
Zr	155	187	37	134	111	50	57	51	34	109	201	131	69
Rb	87	98	23	91	102	18	27	23	43	99	74	96	23
Ni	11	70	446	163	111	491	121	312	282	87	57	101	146
Co	31	30	68	40	29	30	32	59	37	24	5	28	39
Cu*	6	9	30	5	11	M.alto	9	5	29	7	5	11	11
Pb	20	21	17	21	36	14	30	11	23	28	27	48	92
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Sr	226	278	314	424	428	271	299	330	327	330	367	309	
Zn	73	76	77	23	23	45	39	61	40	37	21	21	
Zr	305	240	177	187	207	57	229	81	58	42	292	205	
Rb	136	105	93	63	19	32	145	74	44	23	148	94	
Ni	7	64	62	21	25	351	28	168	169	308	1	7	
Co	10	27	25	3	25	57	0	55	61	68	0	0	
Cu*	13	15	29	41	5	24	36	8	123	10	9	25	
Pb	21	13	16	44	24	24	70	30	33	20	19	28	

49

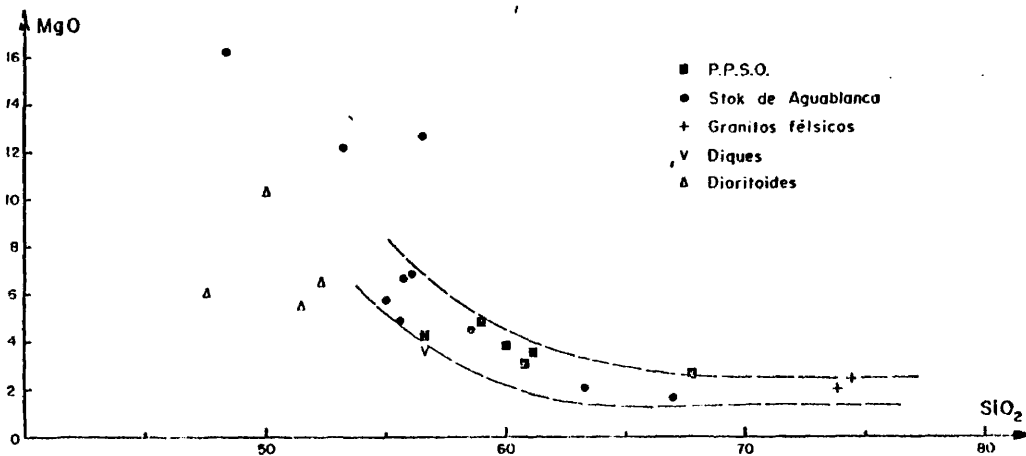
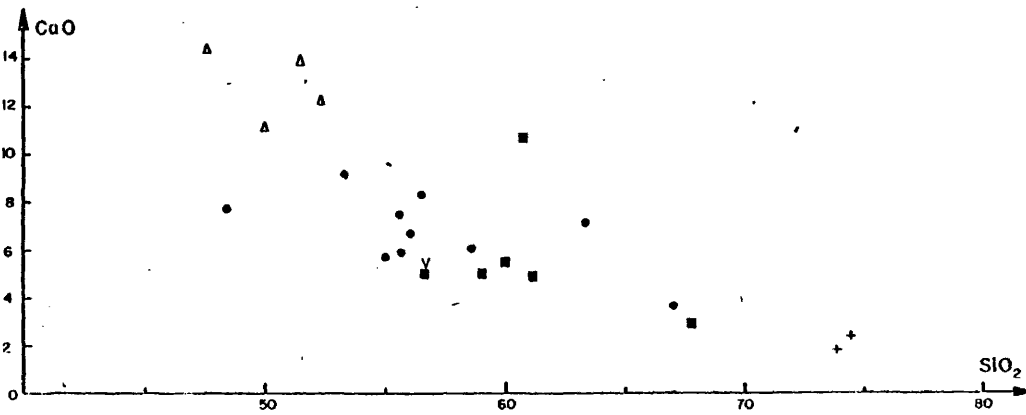
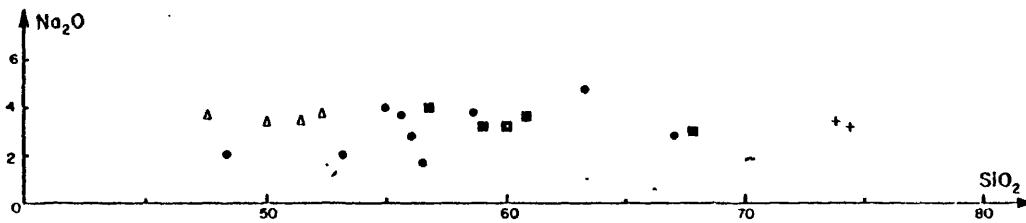
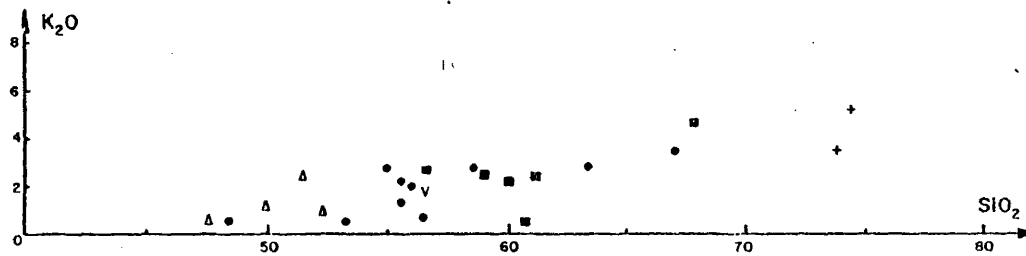


FIG. 14

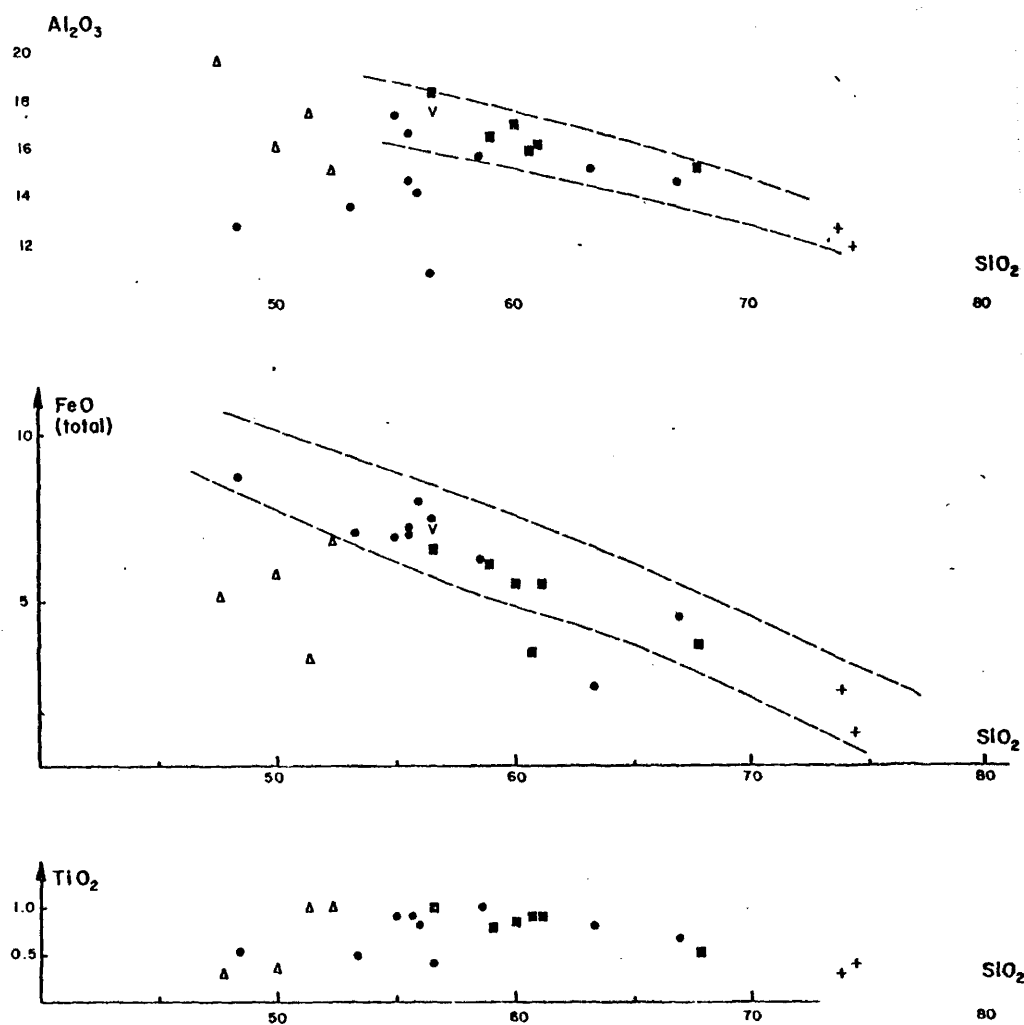


FIG 14 (CONT)

2.4.2. Caracterización de la serie.

Diagramas de variación lineal $\text{SiO}_2/\text{óxidos}$ (Fig. 14).

Este tipo de diagramas permite discriminar bien tres grupos de rocas en Rivera de Cala, con diferentes tendencias geoquímicas. Estas son:

1) Una secuencia principal que incluye la mayor parte de los análisis correspondientes a los tipos petrográficos diorítico, tonalíticos, adamellíticos y el granito de Helechoso.

2) Un conjunto de rocas del Stock de Aguablanca (Anál., 3, 23, y 19) de probable origen "cúmulo". Señalemos que estas rocas son tipos de tránsito hacia facies más piroxeníticas en el borde NW del plutón.

3) Dioritoides (Anál. 7-9 anfibólicos; 6-11 piroxénicos).

La secuencia principal muestra las siguientes características:

1) El contenido de SiO_2 no baja de 55%, característica ya observada por APARICIO et al. (1977) en las llamadas "rocas Básicas" de Ossa-Morena y que es una característica propia de las series calcoalcalinas de márgenes continentales activos (JAKES and WHITE, 1972).

2) La mayor parte de los análisis corresponden a rocas composicionalmente intermedias ($\text{SiO}_2=52-63\%$) equivalentes a tipos andesíticos y a caballo entre las andesitas s.s. ($\text{SiO}_2=56-62\%$; $\text{K}_2\text{O}=0,7-2,5$) y andesitas ricas en K_2O ($\text{SiO}_2=53-62\%$; $\text{K}_2\text{O}>2,5\%$) de la clasificación de TAYLOR (1969) (V. también GULSON et al. 1972).

En el Cuadro 4 se compara el análisis normalizado a $\text{SiO}_2=58\%$

CUADRO 4

CUADRO COMPARATIVO DE TIPOS ANDESITICOS

I

	1	2	3	4
SiO ₂	58,00	58,52	57,40	59,27
Al ₂ O ₃	16,43	16,20	15,60	15,90
FeO (total)	6,42	5,92	8,14	5,19
MnO	0,11	0,09	-	0,10
MgO	4,94	4,14	3,38	5,45
CaO	5,59	5,59	6,14	5,90
Na ₂ O	3,38	3,64	4,20	2,67
K ₂ O	2,42	2,67	0,43	2,68
TiO ₂	0,89	0,79	1,25	0,56

II

	1	2*	3*	4*	5*
SiO ₂	58	58	58	58	
Cs	-	-	-	-	
Rb	95	30	6.0	100	135
Ba	-	270	100	850	720
Sr	315	385	220	850	420
Pb	26	-	-	-	-
Zn	55	-	-	-	-
Zr	150	110	70	150	180
Cu	11	-	-	-	-
Co	32	-	-	-	-
Ni	108	18	20	-	30
K/Rb	210	430	890	200	-

1.- Diorita de Santa Olalla normalizada a SiO₂ = 58%.

2.- Andesita alta en K calcoalcalina.

3.- Andesita toleítica.

4.- Andesita shoshonítica (latita)

Según JAKES and WHITE (1972)
(arco isla)

* 2,3, y 4 en CUADRO II son independientes de los análisis en CUADRO I

* 5 Andesita media tipo andino (en JAKES, WHITE, 1971).

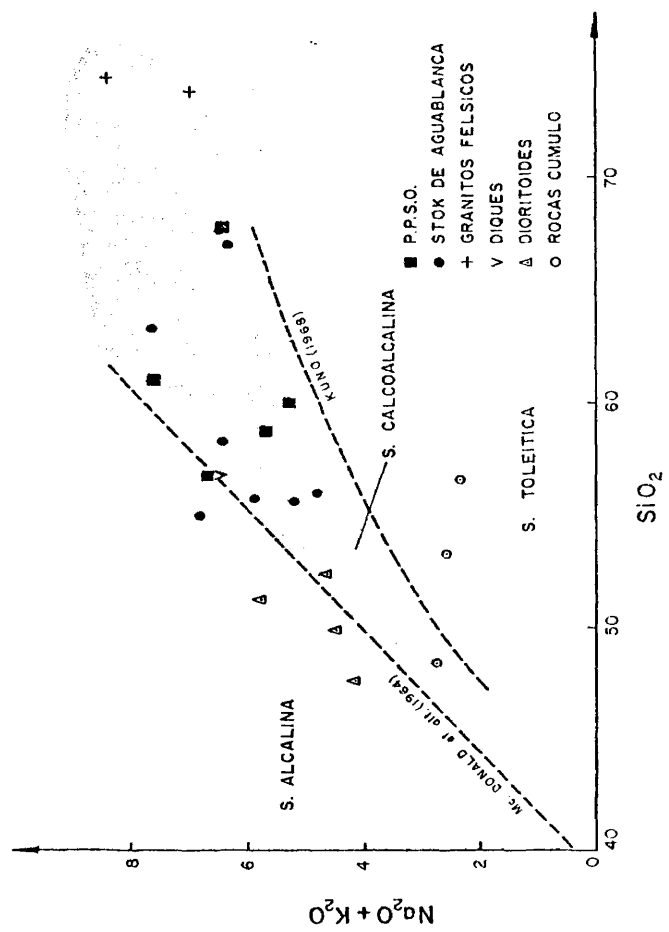


FIG. 15

de una diorita de Santa Olalla con las andesitas tipo de las series toleíticas, shoshonítica y calcoalcalina de JAKES & WHITE (1972). Su alto contenido en K_2O y pequeño enriquecimiento en hierro la distinguen fácilmente del tipo toleítico, mientras que la distinción con la latita es más difícil con la sola inspección de los dos análisis representativos. Esto se debe a que para valores de SiO_2 altos los diferenciados tardíos shoshoníticos tardío rogénicos y las andesitas altas en K_2O propias de márgenes continentales presentan composiciones convergentes (GIROD et al. 1978; pp. 150-151).

No obstante lo anterior, hay tres tipos de argumentos que llevan a considerar a las dioritas-tonalitas de Santa Olalla como típicamente calcoalcalinas:

1) La falta de términos más básicos absarokíticos y shoshoníticos s.s.

2) El aumento constante de la relación K_2O/Na_2O con el contenido de SiO_2 (0,6, a 1,6, V. CUADRO 5) a diferencia de las latitas en que esta relación se mantiene prácticamente constante entorno de 1,0.

3) El contenido de algunos elementos menores como el Sr cuyos valores en nuestro caso, son claramente inferiores a los de la shoshonitas.

Estas conclusiones están de acuerdo con las obtenidas por ROUTHIER et al. (1979) para las lavas composicionalmente semejantes de la provincia de Huelva (Surco Surportugues).

3) La escasez volumétrica de las rocas ácidas y la prácticamente ausencia de términos intermedios granodioríticos (entre 62-72% de SiO_2) que se confirma al incluir los análisis de VELASCO (1976) correspondientes al S. del plutón. Los análisis 17 y 20 correspondientes a los pitones de granitos piroxénicos y charnoquíticos de Aguablanca, representan probablemente diferenciados

muy locales en relación con los procesos de acumulación magmática que se perciben en esta zona y que en buena lógica no deben de considerarse como pertenecientes a la secuencia principal.

Respecto al segundo grupo de rocas (Anál. 3,23,19) el distanciamiento respecto a la secuencia principal que se manifiesta principalmente en el aumento del contenido de MgO y en una menor proporción del CaO, junto con un descenso de SiO₂, álcalis y Al₂O₃, es compatible con un origen por acumulación temprana de cristales de Opx y Cpx a partir de un magma diorítico, (ver más adelante).

El tercer grupo, los dioritoides, presentan rasgos geoquímicos contrapuestos con los de la secuencia principal. En primer lugar destaca el contenido más bajo en SiO₂, que permite clasificarlas como rocas básicas (SiO₂ < 52%). Por otro lado, el CaO aumenta bruscamente hasta valores de un 14-15% con un correspondiente descenso relativo de Al₂O₃, FeO (total) y MgO. En cuanto al K₂O los valores anormalmente altos de hasta un 2,5% aprox. deben de tomarse con cautela, ya que petrográficamente en estas rocas parte del feldespato potásico es tardío y en relación con procesos metasomáticos subsólidus probablemente vinculados al skarn. El contenido "igneo" de este componente debió de ser más bajo. Se observa por otro lado, una correlación directa entre los componentes Na₂O, MgO y FeO (total) con la sílice mientras que respecto al CaO esta correlación es negativa.

Diagrama Na₂O + K₂O/SiO₂ (Fig. 15).

En él se han señalado las curvas que separan los campos alcalino y sub-alcalino (Mc DONALD y KATSURA, 1964) y el calcoalcalino y el toleítico (KUNO, 1968). La secuencia principal se sitúa claramente dentro del campo calcoalcalino, mientras que los dioritoides se desplazan hacia el área alcalina, lo que se traduce normativamente en la aparición de nefelina (CUADRO 2). Las rocas con tendencia piroxenítica, lógicamente subalcalinas, descienden

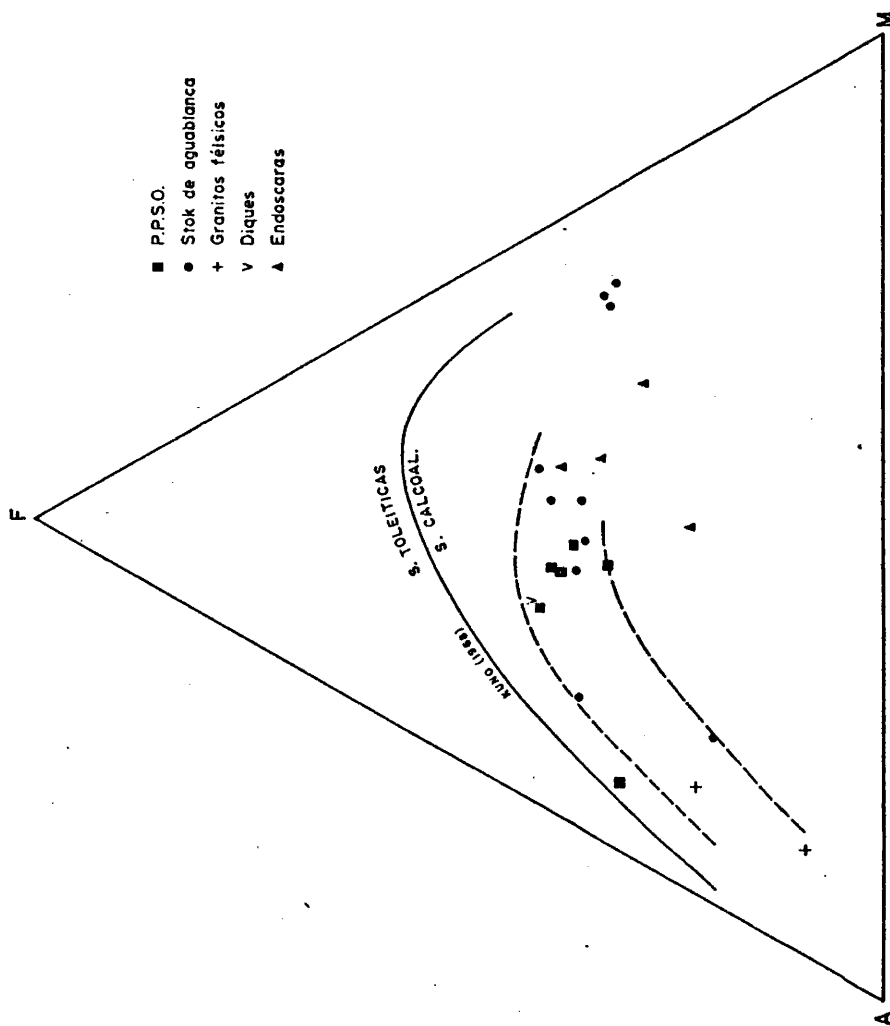


FIG. 16

bruscamente hacia el campo toleítico.

Diagrama A.F.M. (Fig. 16).

La secuencia principal aparece bien definida dentro del campo calcoalcalino, por debajo de la línea divisoria con el campo toleítico tomada de KUNO (1968). Por otro lado, se observa en este diagrama, que las tonalitas (Anál. 2, 15, 16 y el dique composicionalmente equivalente, Anál. 1), sugieren la existencia de una inflexión en la tendencia general, correspondiente a un ligero aumento de la relación F/M con relación a los magmas más básicos de Aguablanca.

Los dioritoides muestran un valor alto del parámetro A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) debido al contenido alto en K_2O del que ya hemos hablado. Su posición inicial ha de situarse por lo tanto, más a la derecha, cerca del lado F-M del diagrama.

Asimismo, los análisis 3, 23 y 19 se separan notablemente de la secuencia principal, concentrándose en la zona pobre en A hacia la que deben desplazarse lógicamente los acumulados piroxénicos que puedan formarse a partir de magmas situados dentro de la parte más básica de la misma. Observese aquí, que la charnoquita (Anál. 20) se separa de la secuencia principal, alineándose con las rocas piroxénicas y los tipos diorítico-biotíticos del núcleo de Aguablanca.

2.4.3. Consideraciones Normativas.

Como puede verse a partir del cálculo de la norma C.I.P.W. para las rocas estudiadas, todas, a excepción de los dioritoides, son tipos saturados con Q e Hy. Por el contrario, los dioritoides son rocas subsaturadas con Ne y Ol.

2.4.4. Consideraciones Petrogenéticas

2.4.4.1. Secuencia Principal.

Como se ha visto, las rocas de la secuencia principal pertenecen a la serie calcoalcalina y representan magmas de composición principalmente andesítica.

El siguiente problema consiste en determinar el ambiente geotectónico de emplazamiento, concretamente si nos encontramos ante un magmatismo de arco isla o de borde continental tipo andino o circumpácifico.

De manera general, los trabajos que han abordado el problema del magmatismo en Ossa-Morena y el Surco Surportugués, se inclinan por la segunda alternativa, relacionando la actividad ígnea en los estudios más recientes con la subducción de una placa oceánica bajo la zona externa de la cadena hercínica, de desarrollo típicamente ensialítico (BARD, 1971; CARVALHO, 1972, BARD et al 1973; APARICIO et al. 1977; ROUTHIER et al. 1979).

La naturaleza continental se pone de manifiesto al comparar las características aceptadas comunmente para el magmatismo de los dos tipos de zonas móviles con los que presentan las rocas de la secuencia principal (CUADRO 5). Puede verse que a excepción de la relación $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ que es más propia de arcos isla (nuestras rocas tienen en general contenidos altos en MgO para un mismo valor de SiO_2 , si se comparan con el resto de las rocas plutónicas del SW español. Fig. 17; APARICIO et al. 1977), las demás características coinciden perfectamente con las de los márgenes continentales.

Asimismo, el elevado contenido de Rb (95 ppm) es compatible con los niveles de este elemento en las andesitas de tipo andino (Anál. 5, CUADRO 10, en JAKES and WHITE, 1971).

El alto contenido en Ni, ha de relacionarse con la relación M/F que como hemos visto es relativamente alta en nuestras rocas.

CUADRO 5CUADRO COMPARATIVO ENTRE ROCAS CALCOALCALINAS DE ZONAS OROGENICAS

Criterios	Ref.	Arcos Insulares	Márgenes Continenciales	Batolito de Santa Olalla
SiO ₂	1	50-66 %	56-75 %	55-76 %
FeO+Fe ₂ O ₃ /MgO	1	< 2.0	> 2.0	1.1-2.7
K ₂ O/Na ₂ O	1	0.8	0.6-1.1	0.6-1.6
Na ₂ O(en fun- ción del SiO ₂)	2	variable	constante 4 %	constante 3-4 %
K ₂ O para SiO ₂ =60	2	0.75 %	1-2.25 %	2 %

Referencias: 1) JAKES and WHITE (1972); 2) ROUTHIER et al.
(1979).

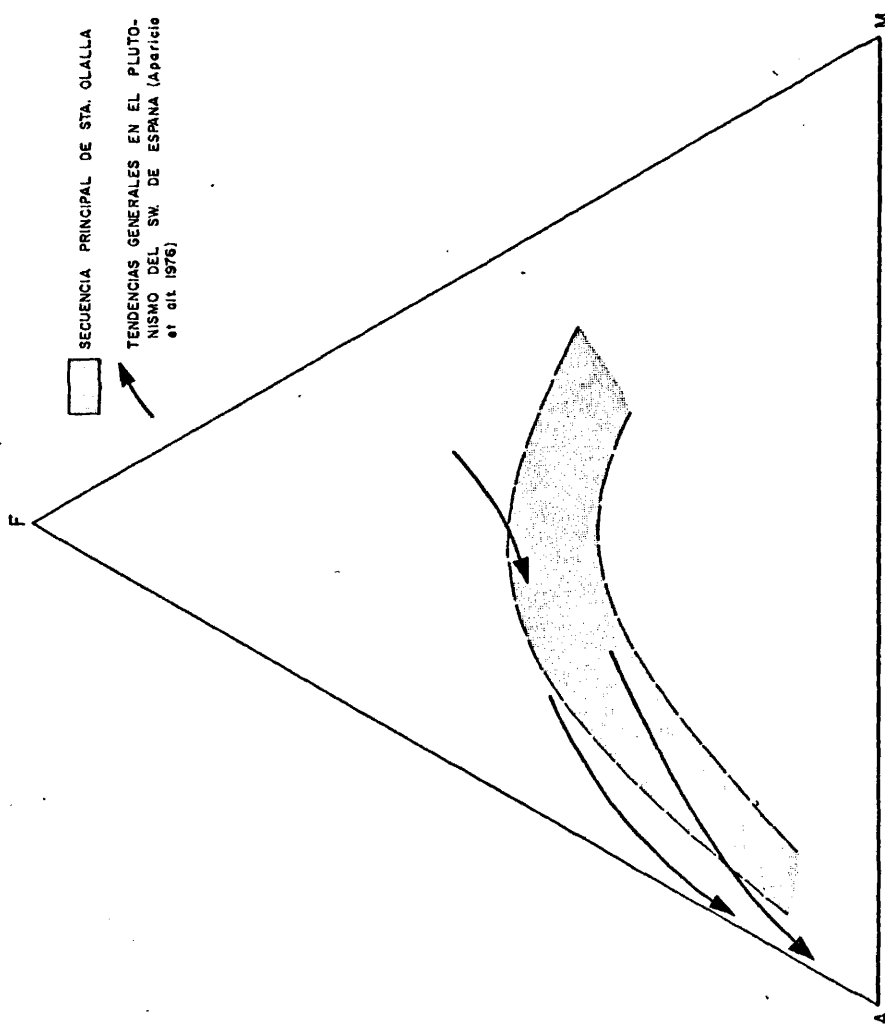


FIG. 17

El segundo problema es el de los mecanismos de evolución magmática en la secuencia principal que presenta dos alternativas extremas:

- a) Diferenciación continua por cristalización fraccionada.
- b) Generación de magmas a distintas profundidades en la corteza y manto superior.

La primera posibilidad se ve apoyada por los siguientes hechos:

- a) Alineación de los magmas de la secuencia principal según "un trend" único bien definido.
- b) Evolución composicional con el tiempo: en general la basicidad aumenta con la edad.
- c) La proporción volumétrica de líquidos sálicos es pequeña en comparación con las de los tipos más básicos (gabros, dioritas y tonalitas).

En este sentido, la estructura zonada del P.P.S.O., con los tipos más ácidos situados hacia el interior, sugiere mecanismos de diferenciación del tipo de los propuestos para algunos plutones de las Cadenas Costeras Americanas, esto es, cristalización desde el borde con difusión complementaria de álcalis + SiO_2 hacia el núcleo de la intrusión (TAUBENECK 1967).

Sin embargo, estudios más detallados de estos plutones zonados en base a relaciones isotópicas ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) inducen a pensar en una procedencia desde distintas profundidades para los magmas que definen las diferentes zonas (MURSKY, 1972). Por otro lado, hay un argumento que se opone a la idea de la diferenciación continua en la secuencia principal. Nos referimos a la discontinuidad composicional observada en el intervalo $\text{SiO}_2=62-72\%$. La existencia de un "gap" composicional en un intervalo más restringido, observable en un tratamiento más general del plutonismo del S.O. español (APARICIO et al. 1977) ha llevado a estos autores a asignar una procedencia distinta para las rocas del llamado

"grupo básico" y los tipos "ácidos". Asimismo, en el Anticlinal de Beja, en Portugal (SOARES de ANDRADE, et al. 1976) afirman la existencia de dos tipos magmáticos coexistentes (básico y ácido) con procesos de contaminación restringidos a los bordes y con parecidas relaciones cronológicas de emplazamiento: los tipos básicos son al menos en parte, anteriores a los ácidos. También en el Complejo volcánico-plutónico de Villaviciosa de Córdoba CHAUMERAIL (1975), distingue una serie básica representada por diferenciados procedentes de un magma transicional, con la composición de un basalto rico en aluminio y una serie granodiorítica representada por términos granodioríticos a riolíticos y granofídicos.

En base a los argumentos de índole estructural y geoquímico, expuestos, y a falta de datos isotópicos, nos inclinamos a pensar que en el C.P.S.O. los diferentes términos "básicos" son el resultado de la diferenciación a partir de un magma con la composición de una diorita anfibólica-biotítica de composición entre $\text{SiO}_2=55-59\%$ con una baja relación $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$.

El mecanismo de diferenciación consistió en la cristalización fraccionada con extracción moderada de piroxenos (diopsido e hiperstena) seguida de plagioclasa intermedia labradorítica que producían los rasgos característicos observados:

- a) Aumento de la relación $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ hacia los términos tonalíticos, (Fig. 16).
- b) Rápido descenso del contenido en MgO en el intervalo $\text{SiO}_2=55-60$.
- c) Descenso del CaO y FeO (total) de forma progresiva, con el contenido en SiO_2 .
- d) Ligero aumento del Al_2O_3 , previo al comienzo de la precipitación de la plagioclasa que se refleja en el diagrama de variación lineal $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 14) por el contenido ligeramente inferior en este componente en las dioritas de Aguablanca respecto a las tonalitas del P.P.S.O.

El comienzo de la cristalización del anfíbol, que sigue al de la plagioclasa (texturas ofíticas) endereza la tendencia evolutiva hacia relaciones F/M constantes, aumento continuo del K_2O y descenso del Al_2O_3 . La separación de plagioclasa progresivamente más ácida sería la principal responsable del nivel prácticamente constante que presenta el Na_2O en la serie (entre 3-4%).

En cuanto a las rocas ácidas pueden tener un doble origen. Por un lado, pueden ser productos de la diferenciación extrema (residuos sálicos) de las rocas intermedias de la secuencia principal. Esto se apoya en la presencia de filoncillos granofídicos en las dioritas de Aguablanca y pitones de composición equivalente que perforan el macizo de Rivera de Cala, (ver Apdo. 2.3.2.2.).

Por un lado, en el P.P.S.O. hay diques y pitones granodiorítico-adamellíticos que aunque no muestreados para análisis, sugieren composiciones que pueden servir de enlace hacia los términos más ácidos.

Por otro lado, no podemos descartar la posibilidad expuesta por APARICIO et al. (1977) de la generación de magmas ácidos por fusión parcial inducida al paso de los magmas intermedio-básicos de procedencia más profunda, quizás infracrustal. Esta génesis sería aplicable al granito de Helechoso y Almendral cuyo emplazamiento parece preceder al del C.P.S.O.

En otra línea de argumentación totalmente distinta, algunos autores han propuesto para la génesis de las rocas básicas de Sierra Morena, un mecanismo de tipo granitización-metasomática, endomorfismo (APARICIO & SANCHEZ CELA, 1972), debido a la intrusión de rocas graníticas s.l. en las extensas formaciones carbonatadas de esta región. Esta hipótesis se discutirá con más detalle al tratar la génesis de los dioritoides, demostrándose que resulta inaceptable para las rocas de la secuencia principal.

2.4.4.2. Gabronoritas y granitos piroxénicos asociados.

Como se ha visto, las rocas de tendencia piroxenítica: melagabronoritas, gabros y noritas del borde N y NW del stock de Aguablanca, parecen desde todos los puntos de vista ortoacumulados, aunque su mecanismo de emplazamiento no está claro.

Asimismo, la presencia de pitones de granitos con Cpx y Otpx (charnoquitas) íntimamente asociados a estas rocas, plantea la posibilidad de que se trate de los líquidos sálicos complementarios de la fraccionación.

Esto último parece lo más probable a la vista de los datos geoquímicos. La charnoquita (Anál. 18) y en menor proporción el granito con Cpx (Anál. 20) se alinean bien con las dioritas del centro del plutón y los acumulados, como se ve en los diagramas de variación lineal, (v. p. ej. Sr-SiO₂, Fig. 18) y en el AFM.

Pensamos, por lo tanto, que una separación intensa de cristales de Cpx y Otpx podría dar lugar a distintos líquidos sálicos intercrystalinos cuyo emplazamiento podría explicarse mediante un proceso de filtro-prensa del acumulado quizá inducido por el emplazamiento de los magmas dioríticos no fraccionados que aparecen en el núcleo del stock.

No se puede descartar una evolución post-filtrado de estos líquidos que explicaría las desviaciones de los mismos respecto a la línea teórica acumulado-magma madre-líquido residual.

2.4.4.3. Condiciones de cristalización en el stock de Aguablanca.

Lo que más destaca de este pequeño plutón es la notable variación en los contenidos modales de los distintos minerales de una muestra a otra. Así los análisis 4 y 5 muy semejantes, tanto en elementos mayores como menores (Fig. 18), corresponden respectivamente a una diorita anfibólico-biotítica (An 50-26) con algún grano relicto de Otpx y a una diorita hipersténica (An 37) con

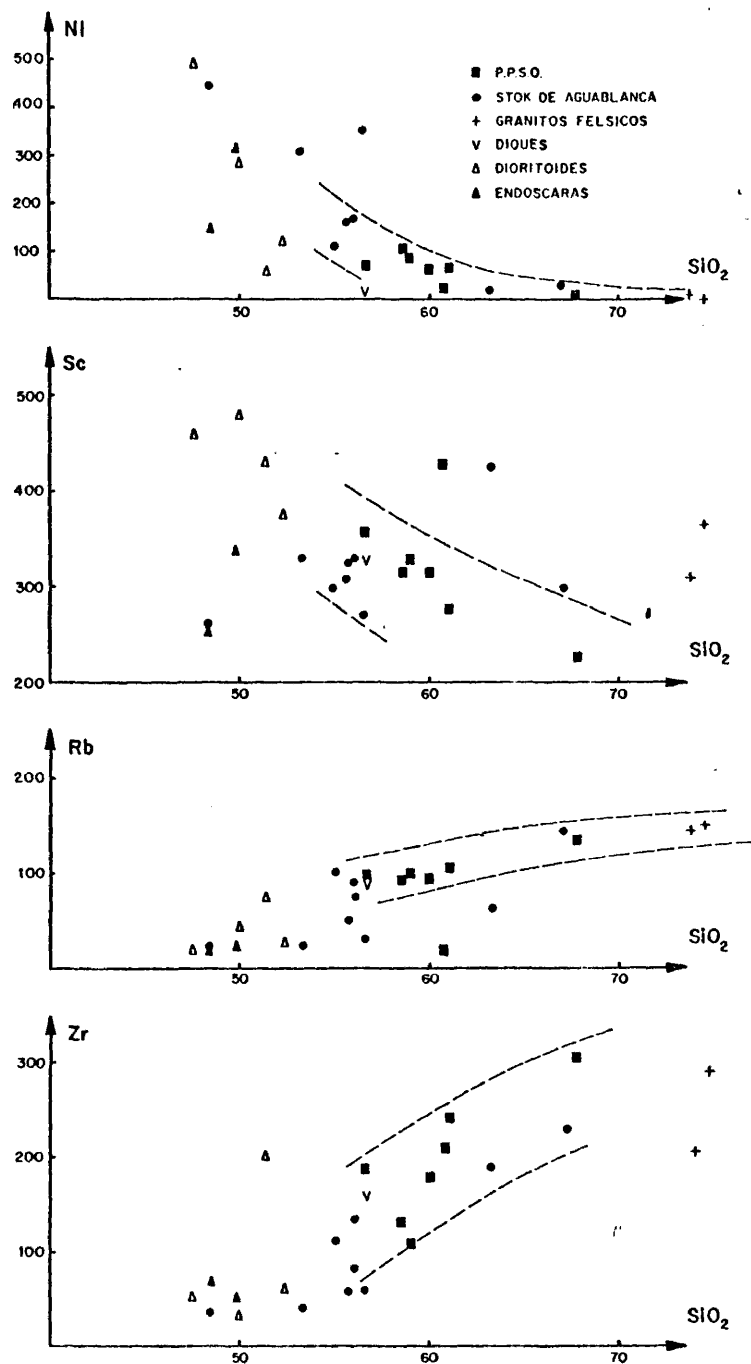


FIG. 10

biotita y pequeñas cantidades de anfíbol verde y de feldespato potásico.

Resulta evidente, que la P_{H_2O} debió de ser muy variable dentro del plutón, favoreciendo en unos casos la transformación ortomagmática total de los piroxenos a anfíbol + biotita por reacción con el líquido y en otros permitiendo su conservación. En los acumulados esto último resulta lógico, dado que la escasez de magma intersticial reduce la magnitud de la reacción posible con los cristales cúmulo. Por el contrario, la persistencia de fases anhidras en los granitos piroxénicos sugiere un valor muy bajo de la P_{H_2O} posiblemente como resultado de desgasificación durante el emplazamiento rápido (son rocas subvolcánicas) hacia la superficie.

En el caso de las dioritas anfibólico-biotíticas, la P_{H_2O} debió de ser anormalmente elevada por encima del valor de 0,5-1 Kb correspondiente a la profundidad de la intrusión. Los diagramas de cristalización para rocas con la composición de dioritas anfibólicas, algo más básicas (appinnitas), en condiciones de $P_{H_2O} = P_t$ (CONDLIFFE, 1976, Fig. 19) muestran claramente como se reduce el campo de estabilidad del anfíbol al bajar la presión de agua, de tal forma que a 0,5-1 Kb este no llega a cristalizar. La presencia de anfíbol en estas intrusiones epizonales implica pues condiciones de alta $P_{H_2O} > P_t$, pero por debajo de los 2 Kb aproximadamente, que marcan el límite de paso de las texturas ofíticas a las appinníticas. Esto es, la P_{H_2O} debió de variar dentro del plutón entre un máximo de 2 Kb y un mínimo indeterminado que pudo ser perfectamente inferior a la presión de carga (0,5-1 Kb) en los pitones o apófisis abiertas hacia la superficie.

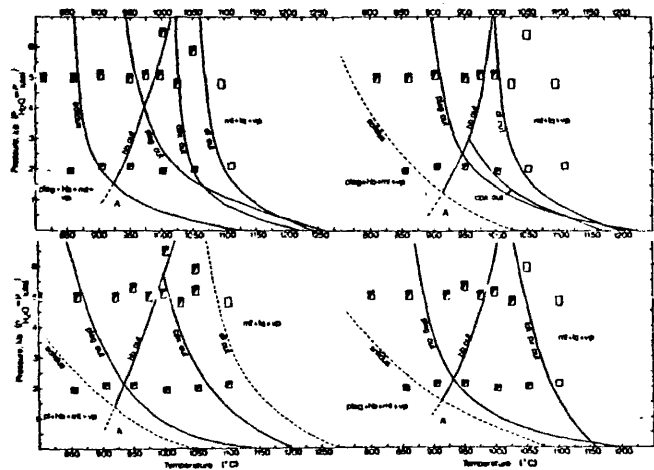


FIG. 19

2.4.4.4. Dioritoides.

De las características mencionadas anteriormente para este grupo de rocas destacamos aquí las siguientes:

- 1) Son gabros o dioritas subsaturados, con Ne y Ol normativos, y tendencia alcalina. El contenido de SiO_2 varía entre 47-52% aproximadamente. Localmente hay hornblenditas ultramáficas.
- 2) Se localizan sólo junto a las rocas "cálcicas", principalmente los mármoles calcíticos del tramo inferior de la F. carbonatada cámbrica y las corneanas cálcicas. Sólo los hemos observado en la zona de Rivera de Cala y sobre ellas se desarrolla un endoskarn postmagmático.

Estas rocas son semejantes a las Appinnitas de Donegal (PITCHER y BERGER, 1972). Las appinnitas son rocas básicas y en algún caso ultrabásicas, que se asocian con los plutones graníticos de Donegal, productos generalmente de intrusiones múltiples en los que puede seguirse una evolución en el tiempo hacia términos progresivamente más ácidos. La roca tipo es la appinnita s.s. que PITCHER y BERGER (op. cit. p. 144) la definen de la siguiente manera: "Es una asociación de grano grueso con hornblenda plagioclasa y algunas veces cuarzo, y con biotita y piroxeno como minerales máficos alternativos. El índice de color varía ampliamente en "patches" de tal forma que son corrientes los tránsitos de un tipo a otro, por lo que la clasificación es difícil aunque se ha demostrado muy útil la distinción entre una serie piroxénica y otra anfibólica". Aunque esta definición coincide con la de nuestros dioritoides (ver Apdo 2.2.1.4.) hay una diferencia textural significativa. Así, en la Serie appinnítica el anfíbol cristaliza antes que la plagioclasa, mientras que los dioritoides muestran texturas ofíticas y subofíticas. Como se verá más adelante, esto no invalida la similitud entre ambas series

CUADRO 6

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,32	48,3	48,5	48,6	50,58	49,95
Al ₂ O ₃	16,98	14,7	16,3	15,5	17,81	16,47
FeO _{tot}	5,30	10,3	12,0	12,3	10,10	10,20
MnO	0,15	0,2	-	-	-	-
MgO	7,07	8,8	6,6	8,4	5,48	8,38
CaO	12,90	9,3	9,9	10,3	10,51	8,01
Na ₂ O	3,53	2,5	3,0	2,3	2,62	3,75
K ₂ O	1,24	1,5	1,0	0,6	0,48	0,85
TiO ₂	0,65	1,7	2,2	1,7	1,10	1,64
P ₂ O ₅	0,13	0,2	-	-	-	-
H ₂ O	1,23	2,1	-	-	-	-

1.- Dioritoide medio (Rivera de Cala). Media de Análisis 6,7,9 y 11 (CUADRO 2).

2.- Appinita (HALL, 1967). Media de 7 análisis de tipos "basálticos".

3,4,5 y 6.- Medias de basaltos alcalinos, toleíticos, calcoalcalinos, y tipos de la provincia de Huelva respectivamente. (ROUTHIER et al. 1979).

de rocas ya que es debido a la distinta presión de fluidos durante la cristalización, en parte condicionada por la profundidad.

En cuanto a las características geoquímicas de las appinitas puestas de manifiesto por HALL (1967) en Ardara y BORIANI et al. (1975) en Massiccio dei Laghi (Alpes) destacamos su basicidad ($\text{SiO}_2 < 53\%$), pequeño contenido de Ne normativa, su elevado contenido en Al_2O_3 (14.5-20%) en los tipos más basálticos y la correlación negativa Al_2O_3 -MgO y en menor grado Al_2O_3 -CaO.

En el Cuadro 6 hemos representado la composición del dioritoide medio, así como la de la appinita (HALL, 1967). Aunque ninguna de las dos composiciones es totalmente representativa ya que en nuestro caso se basa sólo en cuatro determinaciones y en el de las appinitas en siete tipos escogidos entre los más ricos en Al_2O_3 (tipos más basálticos) se observa que el dioritoide es más rico en CaO y más pobre en Fe total.

El no disponer de suficientes análisis nos impide por un lado, ningún tipo de correlación entre pares de óxidos y por otro, obtener una visión más completa de toda la "suite" en la que localmente se distinguen tipos ultramáficos (hornblenditas).

No obstante, la proximidad composicional así como las características estructurales y de cristalización de estas rocas nos llevan a considerarlas muy semejantes a las appinitas tal y como están definidas en otros lugares.

2.4.4.4.1. Consideraciones petrogenéticas.

Los dioritoides presentan a nuestro modo de ver, dos alternativas petrogenéticas: a) o bien se trata de magmas primarios con poca o ninguna contaminación, b) son magmas secundarios, producto del endomorfismo de magmas más ácidos con rocas ricas en calcio del encajante.

El origen primario, con la extracción de plagioclasa como me-

canismo de fraccionación, explicaría algunos rasgos geoquímicos como son el aumento en componentes félicos (FeO , MgO), K_2O , Rb y Zr , con el contenido en SiO_2 , y el descenso del Al_2O_3 , CaO y Sr en el mismo sentido. La dispersión del Ni puede relacionarse en algún caso (Anál. 9) con la presencia de granillos de pirita de origen hidrotermal.

Esta hipótesis choca, sin embargo, con las siguientes dificultades:

1) Los dioritoides muestran diferencias composicionales con los basaltos, como se ve al compararlas con los análisis medios correspondientes a los tipos alcalino, toleítico y transicional (CUADRO 4); (ROUTHIER et al., 1979). Las diferencias fundamentales, son su bajo contenido en FeO (total) y muy alto de CaO (11-14,5%) que en la mayoría de los basaltos está por debajo del 12%.

2) La presencia de restos de Cpx pasando a anfíbol, sugiere que la fraccionación debió de implicar también a este mineral con lo que el aumento del MgO con la sílice resulta más difícil de explicar.

3) Esta hipótesis no explica la relación espacial entre los dioritoides y los mármoles.

La formación de los dioritoides por interacción de magmas ácidos con rocas carbonatadas, principalmente mármoles calizos, presenta varias alternativas teóricas, alguna de las cuales ha sido propuesta para esta región por otros autores:

1) Metasomatismo-granitizante de calizas y dolomías por la acción de fluidos ricos en componentes sálicos (SiO_2 , álcalis, etc.) procedentes de rocas graníticas. Esta hipótesis ha sido aplicada por SANCHEZ CELA y APARICIO (1972) y APARICIO, SANCHEZ CELA (1972) de forma genérica, para explicar la génesis de todas las rocas básicas de Sierra Morena. Según estos autores, los gradientes químicos y metamórficos generados entre el magma ácido intrusivo

y el marmol, explicarían la sucesión, según ellos, gradual, desde granitos a peridotitas (?) pasando por cuarzodioritas - dioritas - gabros y gabros olivínicos.

2) Contaminación magmática es la incorporación de material carbonatado al magma basificándolo. Esta hipótesis, clásica en petrología, postula una desilificación progresiva del magma ácido, con la posibilidad de generar líquidos residuales subsaturados alcalinos (Hipótesis de Daly). Una aplicación reciente de esta hipótesis puede encontrarse en BURNHAM (1959, 1967), SAVELLI (1967, 1968), y KESLER (1968).

Los aspectos experimentales de la contaminación magmática han sido expuestos nitidamente por BOWEN (1928) y para el caso concreto de rocas carbonatadas con magmas ácidos por WATKINSON y WYLLIE (1964, 1968).

La hipótesis de la contaminación ha tenido amplio eco entre algunos de los autores que han trabajado en Sierra Morena. Destacamos a FEBREL (1970) y RUIZ (1976).

3) Basificación del magma ácido por transporte de SiO_2 y Al_2O_3 principalmente, en una fase fluida, con una capacidad de disolución de ambos componentes aumentada por la presencia de CO_2 (BURNHAM, 1967) procedente de las reacciones de decarbonatación en los mármoles encajantes (KERRICK, 1976). En este caso los fenómenos en el endocontacto, son realmente fenómenos de endoskarn.

Obsérvese que esta hipótesis no coincide con la metasomático-granitizante, ya que mientras que aquí se produce una basificación (del magma) en la hipótesis metasomática es una acidificación (granitización) de la roca sólida carbonatada encajante, la que origina las rocas básicas.

Citemos también que BARD (1969) describe en Aracena, dioritos anfibólicos, textural y petrográficamente parecidos a los nuestros, en relación con ortoanfibolitas catazonales (inexistentes en R. de Cala) y que interpreta como diferenciados de las mismas

bajo condiciones dinámicas.

En cualquiera de las tres hipótesis citadas más arriba, resulta evidente que la interacción del magma con el mármol es un proceso exotérmico respecto del primero y por lo tanto limitado por su capacidad de proporcionar energía, lo que depende principalmente del calor de cristalización de los minerales ígneos. Este hecho constituye una importante limitación, que ya puso de manifiesto BOWEN (1928) al elaborar su teoría de la contaminación, y que confirman los resultados experimentales de WATKINSON y WYLLIE (1968) sobre las relaciones de fase en el sistema Si_3O_8 Al Na - CO_3Ca - $\text{Ca}(\text{OH})_2$ - H_2O a 1 Kb. La conclusión de estos últimos es que la desilicatización es posible, pero que tanto el ascenso de la curva "solidus" por la dilución del H_2O (incorporación de CO_2) como la rápida cristalización convergen para frenar el proceso justo en el momento en que aparecen los primeros líquidos con nefelina modal. Estos serán por consiguiente volumétricamente escasos lo que está de acuerdo con las observaciones petrográficas de BURNHAM (1959), KESLER (1968) y JOENSTEN (1977). En Rivera de Cala son inexistentes las rocas con foides. Rocas peralcalinas con augita-egirina, han sido descritas en Burguillos del Cerro por RUIZ (1976).

En resumen, podemos afirmar que la contaminación será tanto mayor cuanto más alta sea la temperatura del magma o lo que es equivalente, su basicidad.

Para elegir entre las tres hipótesis petrogenéticas anteriores, es necesario tener en cuenta los siguientes hechos:

a) Con relación a la hipótesis metasomática-granitizante:

1) No se observan contactos graduales entre las rocas ígneas de Rivera de Cala y el encajante. En todo caso los contactos son netos, así como los existentes entre las diferentes formaciones ígneas.

2) La variabilidad textural y modal, aparentemente caótica, se restringe a los dioritoides y puede explicarse por las condi-

ciones específicas de la cristalización (P_{H_2O} muy variable) dentro de las mismas. En los demás casos, la distribución petrográfica es coherente con la geometría de intrusiones ígneas zonadas.

3) La formación de los dioritoides es previa a la apertura de la roca de caja a los flujos de procedencia magmática. Esto es, los skarns se desarrollan sobre el dioritoide sólido (endoskarns), así como sobre mármoles con paragénesis de contacto formadas bajo condiciones de sistema cerrado (v. Apdo. 4.4.1.). El skarn no se observa en ningún caso sobre las tonalitas gabro-dioritas del C.P.S.O. lo que interpretamos como prueba de su sincronidad.

4) El skarn constituye un fenómeno subsolidus bien definido geológicamente, tanto en cuanto a mineralogía, geoquímica y estructura y en ningún caso se traduce en sucesiones litológicas como las propuestas por los autores que defienden esta hipótesis.

b) Respecto a la hipótesis de la basificación por la emigración complementaria de componentes sílicos contraponemos el punto 3) anterior, ya que exige una sincronidad entre transformación magmática y desarrollo del skarn, lo que excluye al dioritoide cuya cristalización es claramente anterior. Por lo que a las demás rocas básicas respecta su generación por este mecanismo a partir de magmas más ácidos choca con los condicionamientos composicionales que se discuten a continuación.

2.4.4.4.2. Asimilación magmática.

En las Figs. 20 y 21 se han representado los diagramas de adición-sustracción propuestos por BOWEN (1928, en la edición de 1956) para determinar las composiciones de magmas sintéticos a partir de sistemas de composición conocida: magma-magma o magma-roca de caja. Estos diagramas son útiles siempre que la contami-

nación no haya sido selectiva y no hayan operado mecanismos posteriores de diferenciación (GIROD et al. 1978). Este tipo de diagramas ha sido empleado con éxito por SAVELLI (1967) para establecer la no procedencia de las tefritas leucíticas del Vesubio por contaminación de tefritas fonolíticas con carbonatos, relación que clásicamente sirvió de base a la hipótesis de Daly.

En el diagrama (Fig. 20) se enfrentan la composición media de dolomías de Burguillos (FEBREL, 1970) con una diorita anfibólico-biotítica del stock de Aguablanca (Anál. 4), representativa del tipo más corriente de roca básica en Ossa-Morena, y con una adamellita (Anál. 14).

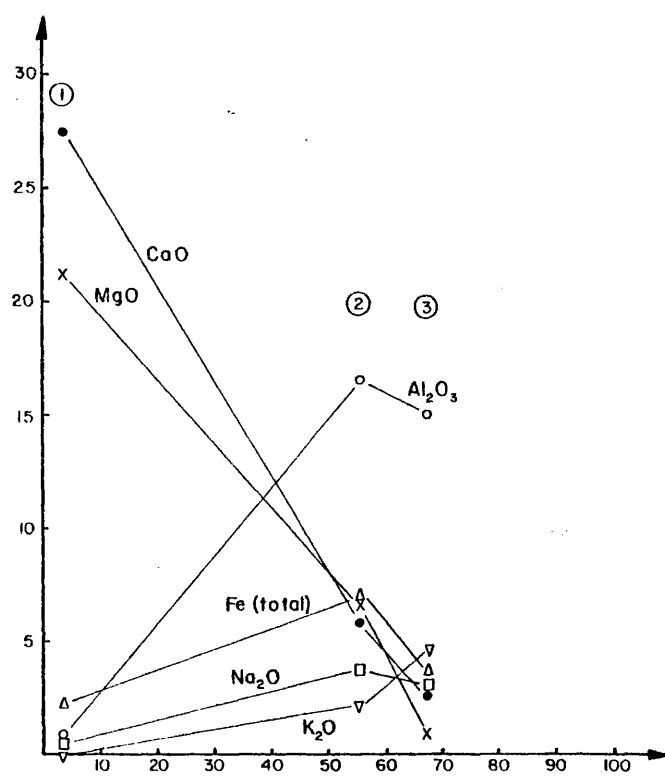
Aunque el CaO y el MgO se alinean, el Al_2O_3 , FeO (total), Na_2O y K_2O muestran una marcada inflexión, que cuestionan seriamente la derivación de las dioritas por contaminación de líquidos más ácidos.

En la Fig. 21 se ha proyectado además de la dolomía media y la diorita anfibólico-biotítica un mármol calcítico de Aguablanca cuya composición se ha obtenido por análisis modal (CUADRO 8 y los cuatro análisis de los dioritoides.

Se observa, en general una buena alineación de estos últimos con los mármoles calcíticos y la diorita que concuerda bien con las relaciones geológicas entre estos tres tipos de rocas.

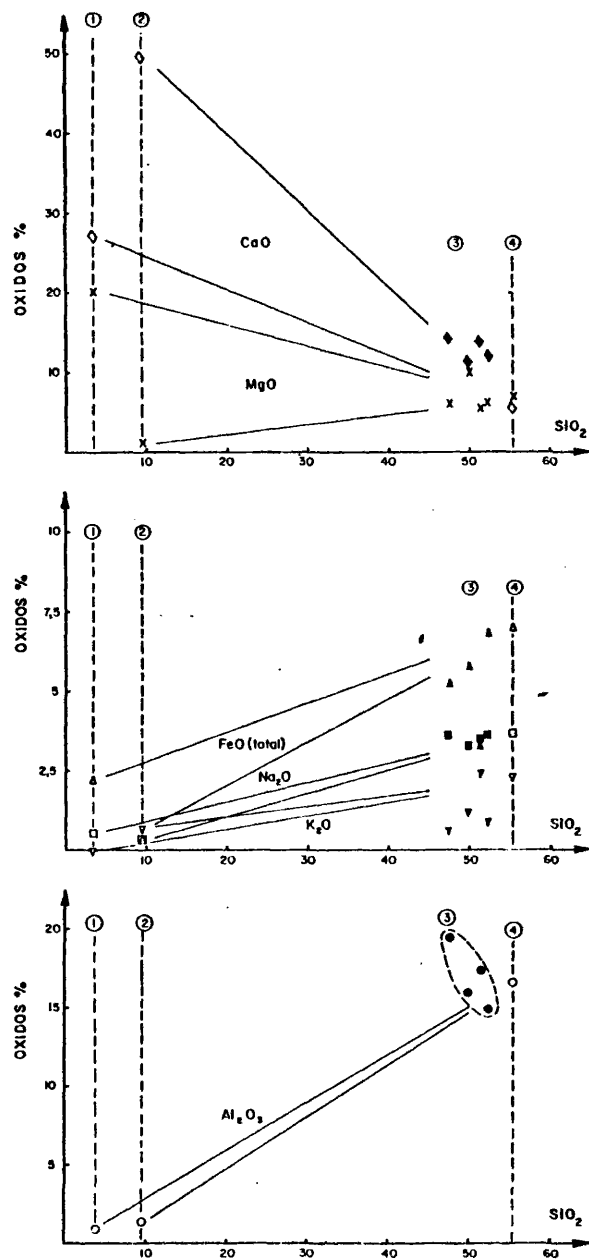
La dispersión principalmente en el Al_2O_3 es consecuencia de las lógicas variaciones composicionales, principalmente el contenido de impurezas en el mármol asimilado y a la alteración hidrotermal subsólidos, que se traduce en reemplazamientos y rellenos de Fto. K. y clinozoisita-epidota, así como sericitización de la plagioclase.

Este diagrama sugiere pues, que la formación del dioritoide es compatible con un modelo sencillo de asimilación de mármoles por magmas dioríticos en una relación volumétrica que puede estimarse de 1 : 8 (12,5, c.c.de mármol / 100 c.c.de magma). Esto implica un desprendimiento de 0,28 moles de CO_2 que se disolverían



- ① DOLOMIA
 ② DIORITA
 ③ ADAMELLITA

FIG. 20



- ① MEDIA DOLOMITAS DE BURGUILLOS (FEBREL, 1970)
 ② MÁRMOL CALCÍFICO DE AGUABLANCA (ILM 58223)
 ③ DIORITOIDES
 ④ DIORITA ANF - BT.

FIG. 21

CUADRO 7COMPOSICION DE ROCAS CARBONATADAS (Elementos Menores)

	Barber* 1974	Turekian Wedhepol 1961	Graf** 1960(a)	Graf 1960(b)	Weber*** 1964
Sr	301-715(c) 47,2(d)	610	420-490	475±50	98,5
Co	-	0,1	4,3	4,3	-
Zr	-	19	13-19	17	-
U	-	2,2	2,2	2	-
Th	-	1,7	1,1-2,4	2	-
Ni	3,1-20,1	20	7,5-18	9	57,4
Pb	1,5-14,3	9	3-13,5	8	-
Ga	-	4	1-4	3	12
Cr	6,4-25,7	11	-	-	-
Cu	4,3-47,2	4	-	-	2,03
V	10,9-57,8	20	-	-	-
Zn	9,0-51,4	20	-	-	-
Rb	-	3	-	-	65,7
Cs	-	0	-	-	-
Ba	-	10	-	-	290

* Calizas (c) y dolomías (d) carboníferas de la Isla de Man.

** Intervalos de medias en diferentes áreas del mundo (calizas).

*** Tipos metamórficos (mármoles dolomíticos M6). Se indican valores medios

en el vapor en contacto con el magma.

Aunque no disponemos de la composición en elementos menores del mármol de Aguablanca y dolomías se pueden hacer algunas consideraciones en base a valores medios reseñados en la bibliografía (CUADRO 7). Así el Sr puede llegar en las calizas a valores de 700 ppm (BARBER, 1974) lo que explica bien los altos contenidos de este elemento en los dioritoides. De igual manera los bajos contenidos de Rb (< 75 ppm), Zr (< 75 ppm), Ni (Anál. 7,11; < 120 ppm), Rb (< 75 ppm), así como los niveles de Co, Pb y Cu son compatibles con la hipótesis de la asimilación.

2.4.4.4.3. Mecanismos de la asimilación.

Aunque no hemos podido observar el contacto directo del dioritoide con los mármoles, resulta destacable la total ausencia de enclaves de esta composición, lo que sugiere que la asimilación se ha producido bien por fusión o por corrosión magmática de los contactos, esto es, por disolución.

Dado que la curva "solidus" para el dioritoide marca un límite inferior para la T. de asimilación, esta se ha establecido, para Rivera de Cala, en un mínimo de unos 875°C (asumiendo $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 2 \text{ Kb}$), para los tipos anfibólicos cristalizados a alta $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (V. Apdo. 2.4.4.4.5.). Se han utilizado las curvas de cristalización de magmas appinnfticos (CONDLIFFE, 1976), composicionalmente parecidos a los dioritoides, como se ha visto anteriormente. Los tipos piroxénicos cristalizaron a temperaturas más altas, pero son volumétricamente escasos a efectos de metamorfismo de contacto.

La posible asimilación por fusión de rocas carbonatadas, resulta factible en las condiciones de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ y T. que debieron de existir junto a la pared encajante, en base a los resultados ex-

perimentales de WYLLIE y TUTTLE (1960) y WYLLIE (1965).

En el sistema $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ la calcita pura puede fundir incongruentemente a temperaturas de unos 740°C en presencia de un vapor acuoso como el que debió de existir durante la mayor parte del intervalo de cristalización del dioritoide anfibólico. Asimismo, en el sistema $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{H}_2\text{O}$ la curva univariante calcita + portlandita + vapor + líquido (en un diagrama P-T) que representa un eutéctico cuaternario, se sitúa a unos 630°C a 0,5 Kb y aproximadamente 600°C a 2 Kb (Fig. 1, WYLLIE op. cit.). Por supuesto la X_{CO_2} en la fase fluida ha de ser muy baja ($< 0,2$). El residuo de la fusión en el lado rico en CO_2 es periclasa.

A la vista de estos argumentos resulta muy probable que tanto los mármoles de Aguablanca como los tipos más dolomíticos, hayan sido afectados por fusión incongruente en mayor o menor grado y aportado CaO al fundido diorítico (anfibólico-biotítico). Este fenómeno habría tenido lugar sólo en el contacto o en grietas abiertas en el mármol por los que hayan podido ascender los vapores de procedencia magmática. Las pruebas texturales de su existencia son muy difíciles de encontrar (WYLLIE op. cit. p.121) dada la fácil recrystalización del carbonato. No obstante, en Garrenchosa hemos encontrado rellenos pegmatoides de calcita con gruesos nódulos brucíticos (2-3 cm.) procedentes de periclasa (V. Apdo 3.2.4.3.1.). Es precisamente en estos rellenos en los que la calcita muestra exoluciones simplectíticas de dolomita y los nódulos aplastamiento que podría deberse al intenso proceso de degasificación. La existencia de brucita en vez de periclasa en contacto con el líquido es factible por encima de 0,5 Kb (WYLLIE, 1965).

La disolución del mármol en el fundido es probablemente el mecanismo complementario en zonas donde la $P_{\text{H}_2\text{O}}$ haya sido baja, bien porque no haya llegado a separarse una fase fluida o porque ésta se haya diluido con aportes de CO_2 desde la roca de caja, hipótesis propuesta por OTTO (1977) en Suráfrica para la generación de dioritas y gabros piroxénicos equiparables a nuestros dioritoi

des con Cpx.

En cuanto a los mecanismos de dispersión de los componentes asimilados (CaO y CO_2 , principalmente) en el magma hay dos posibilidades: difusión y/o transporte convectivo. Los datos experimentales indican que la difusividad de ambos componentes en líquidos silicatados es muy pequeña (MEDFORD, 1973; SHAW, 1974 en KERRICK, 1977). Por esta razón, nos inclinamos por una distribución convectiva en el borde de la intrusión probablemente favorecida por la existencia de una fase fluida que serviría de medio de agitación (variaciones texturales rápidas, etc.) y de transporte.

2.4.4.4.4. Consideraciones Termológicas.

Desde un punto de vista energético, la contaminación con calizas es más probable a partir de un magma básico diorítico que a partir de uno granítico. Esto es debido a varias causas:

1) Los calores latentes de cristalización de minerales como el clinopiroxeno, anfíbol, labradorita, que se separan de líquidos básicos, junto a la capacidad térmica de estos, son más altos que los correspondientes a minerales félsicos como plagioclasas ácidas, feldespato potásico y los líquidos graníticos correspondientes.

2) Las temperaturas iniciales de los magmas básicos son más altas que las de los ácidos disminuyendo así, de una manera no lineal, su contenido energético.

Para confirmar esto, hemos hecho una estimación de la capacidad de fusión de un líquido diorítico frente a la de uno granítico-adamellítico, en base a las consideraciones calorimétricas de

GIROD et al. (1978, p. 68).

El calor generado por un magma procede de la cristalización de los minerales ígneos (calor latente de cristalización) junto al calor general desprendido por el magma por enfriamiento (calor específico). Ambos aportes se reparten entre difusión en la roca de caja (metamorfismo de contacto) y contaminación.

En el supuesto de una diorita, la cristalización temprana de Cpx (presente como núcleos residuales en el anfibol) y plagioclasa intermedia, labradorítica, en pequeña proporción, es suficiente para fundir un mármol calcítico en la proporción 1:8 deducida mas arriba. En el supuesto de una cristalización en proporciones iguales de ambos minerales, el tanto por ciento en volumen de diorita cristalizada, se puede calcular a partir de la expresión

$$H_f^{Cpx} \times X \times D_{Cpx} + H_f^{Pl} \times X \times D_{Pl} = H_f^{Calc} \times 12 \times D_{Calc}$$

donde H_f son los calores de fusión tomados de YODER (1975) y HANDBOOK of CHEM. & PHYS. (1976-77). Se expresan en cal/g. Las densidades están tomadas del HANDBOOK of PHYS. CONST. (1966). X representa el volumen cristalizado en c.c.

Con estos datos la expresión anterior queda

$$85 \times X \times 2,71 + 60 \times X \times 2,69 = 126 \times 12 \times 2,71$$

$$X = 9,3 \text{ c.c.}$$

Luego para incorporar 12 c.c. de mármol calcítico a 100 c.c. de magma diorítico basta la cristalización de unos $2 \times X \approx 20$ c.c. de magma. El resto del calor generado por cristalización y enfriamiento residual va a producir el metamorfismo de contacto.

Por el contrario, en el caso de un magma granítico, la proporción asimilada, ajustada al CaO (evidentemente la asimilación no se justifica con otros componentes p.ej. Al_2O_3 y FeO total) sube a 1:2,4, esto es, unos 41 c.c. de caliza por 100 de magma (aprox. 29% en peso). WATKINSON y WYLLIE (1969) demuestran que incluso en el caso de una asimilación isotérmica la cantidad máxima

lización total es de un 25% en peso. Naturalmente en la naturaleza, el proceso no es isotérmico y como se ha dicho, tanto la cristalización de minerales como el ascenso de la sólidos contribuyen a hacer que dicho porcentaje sea mucho menor. Es por ello, que la formación de un dioritoide o una diorita normal a partir de un granito resulta imposible si no media un fuerte sobrecalentamiento. Efectivamente, la fusión (o disolución) de 41 c.c. de mármol obliga a la cristalización de todo el fundido antes de que llegue a completarse. Así utilizando la misma expresión de GIROD et al. (1978) con unos porcentajes normativos de $Ab + An = 38$ ($An = 30$ aprox.) y $Or = 27$ resulta

$$57 \times 38 + 53 \times 27 \ll 15,4 \times 2,71 \times 126$$

Plag. Fpto.K Calcita (fusión)

donde 15,4 es el volumen de calcita referido a 100 g. de granito.

La conclusión es que la fusión de calcita obliga a un aporte de calor muy superior al suministrado por la cristalización total de los feldespatos, lo que equivale a la cristalización total del magma.

2.4.4.4.5. Condiciones de Cristalización del Dioritoide.

Los diagramas de CONDLIFFE (1976) a los que ya nos hemos referido anteriormente nos permiten concluir las siguientes consideraciones sobre las condiciones de cristalización:

1) Los dioritoides anfibólicos, han cristalizado a presiones de fluido (esencialmente H_2O) entre 0,5-1 Kb, que es la presión litostática, y 2 Kb que marca aproximadamente el paso de las texturas ofíticas a las appinnfticas. La presencia de un fluido saturando al magma puede ser consecuencia del carácter apical que tienen los dioritoides, siempre a techo del plutón de Aguablanca

y en menor proporción del P.P.S.O. Asimismo, una fase vapor explica las rápidas variaciones texturales encontradas, principalmente cambios en la granulometría, la existencia de cavidades interseriales rellenas de minerales secundarios y las estructuras brechificadas en los contactos con rocas frágiles (corneanas cálcicas). Estos rasgos son semejantes a los que presentan las appinnitas y han sido interpretados de manera también semejante (PITCHER y BERGER, 1972).

2) Los dioritoides piroxénicos intrusivos en los anteriores se han formado en condiciones de baja P_{H_2O} con un campo de cristalización del anfíbol reducido o inexistente.

3) Los neosomas dioritoides en las zonas de brecha en las corneanas cálcicas, son probablemente el resultado de la fuerte desgasificación en estas zonas. Como consecuencia cristalizan dioritoides anhidros, piroxénicos. Los fragmentos de la corneana, que han sido sistema cerrado, durante el desarrollo de las paragénesis previas de contacto se abren bruscamente a la entrada de los fluidos, transformándose en tipos anfibólicos. La zonación inversa de la plagioclasa en el neosoma, así como la transformación tardimagmática del Cpx en anfíbol indican un ascenso progresivo de la P_{H_2O} a medida que estas zonas de brecha se van cerrando al paso de los fluidos tardíos.

2.5. Conclusiones sobre el C.P.S.O.

El emplazamiento del Batolito de Santa Olalla constituye un proceso único que evoluciona en el tiempo con temperaturas y basicidades medias decrecientes. Los dioritoides son las rocas más antiguas y las interpretamos como producto de la asimilación por fusión y disolución de mármoles calcíticos y en menor proporción dolomíticos, por magmas esencialmente dioríticos equivalente a los del núcleo del Stock de Aguablanca. Su temperatura debió de exceder los 875°C que estimamos como la temperatura sólida del diori-

toide, cristalizando en condiciones de sobrepresión de fluidos. Estas rocas fueron reintruidas por los magmas que actualmente constituyen la masa central del stock de Aguablanca, esto es, las dioritas y los gabros de borde de origen acumulado cuya cristalización final tuvo lugar entre las sólidas del dioritoide y la de la tonalita (PIWINSKII, 1968), (Fig. 32).

El P.P.S.O. es en conjunto más ácido y muestra una disposición zonada desde cuarzodioritas anfibólico-biotíticas a granodioritas y granitos en el núcleo. Este zonado puede resultar de una intrusión múltiple o de un proceso de diferenciación borde-núcleo.

No podemos descartar que ciertos dioritoides, como los de la zona de Cerro Almendro, sean producto de la contaminación con mármoles y corneanas cálcicas de los tipos más básicos de este plutón.

De cualquier forma, las temperaturas de los magmas del C.P.S.O. en Rivera de Cala, se situaron por encima de la sólida tonalítica, por lo que asumiendo cierta sobrepresión para estabilizar al anfíbol, consideramos que las temperaturas mínimas fueron del orden de 700°C. Como posteriormente veremos las temperaturas deducidas para los contactos en base a las paragénesis metamórficas (aprox. 750°C) están de acuerdo con los intervalos propuestos para la cristalización magmática.

3. METAMORFISMO DE CONTACTO.

3.1. Rocas Detríticas.

Las rocas detríticas afectadas por el metamorfismo de contacto debido a la intrusión del C.P.S.O. corresponden a la serie rítmica grauvasco-pizarrosa del Cámbrico Inferior. Al igual que con los mármoles, las fracturas longitudinales (decrochements) póstumos, compartimentan los afloramientos corneánicos dificultando el establecimiento de una zonalidad.

En la Fig. 22 se han representado la sucesión de zonas metamórficas deducidas del análisis de las paragénesis y que abarca desde el bajo grado del metamorfismo regional pre-intrusiones, al grado alto de contacto, con desarrollo local, en la parte más interna de la aureola, de anatexia parcial con formación de nebulitas y migmatitas bandeadas.

La sucesión de minerales índice observada es la siguiente:

Cta. (regional) \rightarrow Biotita (\pm Cord.) \rightarrow Fpto. K (+And \rightarrow Sill \rightarrow Otpx)

Esta sucesión abarca pues, las Facies de Esquistos Verdes (regional) y las de las corneanas anfibólicas y corneanas de feldespato potásico cordierita según la clasificación antigua, (WINKLER, 1968).

Debido a la estrechez de las dos últimas zonas, reducidas a la proximidad del contacto, no se han indicado en la Fig. 22.

3.1.1. El Grado Bajo (F. Esquistos Verdes).

El metamorfismo regional hercínico no llega a alcanzar, en Rivera de Cala la isograda de la biotita (+). La asociación observada, tanto en las grauvascas, como en las pizarras (generalmente lutitas aleuríticas-siltstones) incluyen clorita y una sericita incoloro-

ZONAS DE METAMORFISMO DE CONTACTO. ROCAS DETRITICAS.

87

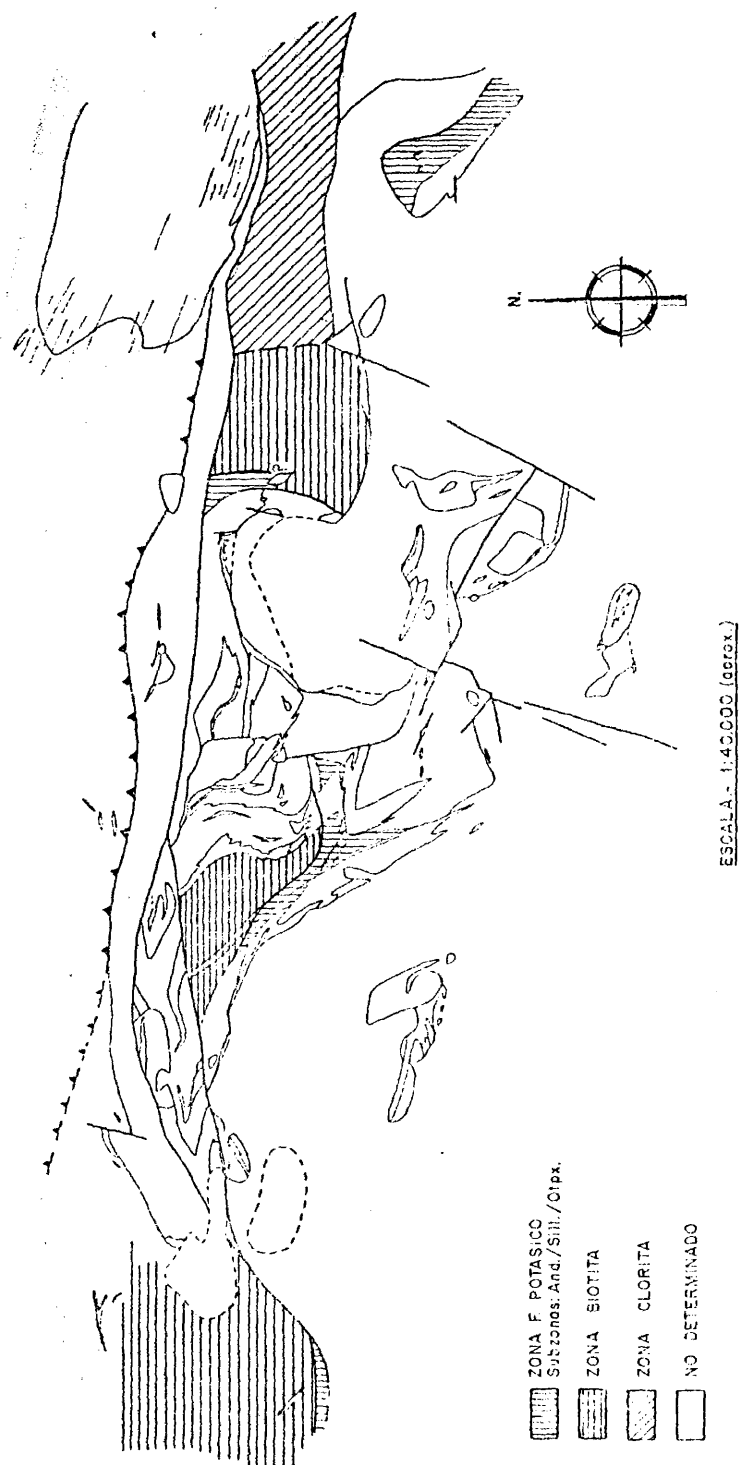


FIG. 22

-verdosa tipo fengita-muscovita. La paragénesis normal es $Q + Ab + Cta + Seric.$, estando los dos primeros como granillos de procedencia detrítica. Abundan los opacos y con frecuencia un material pulverulento que interpretamos como gráfita.

La clorita se observa, a veces, como poiquiloblastos post-esquistosos (cross-micas) que han experimentado un aplastamiento posterior que les confiere un hábito fusiforme (Fig. 12). La apariencia en el campo, es la de una roca micromosqueada. Asimismo, los opacos, desarrollan Pressure Fringes (SPRY, 1969) que interpretamos de la misma manera (Fig. 13).

La presencia de una silicificación en forma de venulillas de cuarzo (Fig. 24) es muy rara a diferencia de lo que sucede en las zonas más internas.

En una muestra se han observado dos familias de venas: Las más antiguas son concordantes con S_1 , mientras que las más recientes son discordantes y muestran un trazado ptigmático con la esquistosidad, siendo S_1 paralela al plano axial de los micropliegues. Esta segunda generación no produce "offsetting" de la anterior, por lo que parece deberse a reemplazamiento más que a simple relleno de una fisura abierta. El microplegamiento, que sigue desde cada vena a las adyacentes, sugiere una fase de aplastamiento posterior sin generación de nueva esquistosidad. Debido a que esta silicificación, es en relación con el metamorfismo de contacto, como lo indica su brusco aumento en intensidad a partir de la parte más interna de la zona de la biotita, concluimos que el aplastamiento puede ser debido a la intrusión magmática. Esto se deduce también del estudio de los mármoles. VELASCO (1977) encuentra también pruebas mesoscópicas de la deformación (pliegues) que nosotros no hemos podido observar.

3.1.2. Zona de la Biotita.

La aparición de la biotita y la desaparición de la clorita,

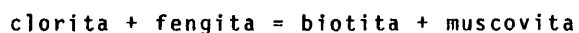
tiene lugar al NW del Real de la Jara, aunque el tamaño de grano muy fino de pizarras y grauvas y la intensa transformación retrógrada de los minerales, dificulta su observación.

En las grauvas se observan generalmente abundantes agregados pseudomorfos, sericitico-cloríticos, procedentes probablemente de cordierita, aunque en esta zona nunca la hemos encontrado fresca. Se observan también, con menos frecuencia, pseudomorfos sericiticos, posiblemente derivados de andalucita. La muscovita, en general escasa, tiende a presentarse como xenoblastos cruzados (0,5 mm) poiquilíticos, claramente discordantes sobre la orientación relicta marcada por la biotita (<0,2 mm.), con aspecto tardío, retrógrado, a veces creciendo claramente a expensas de plaquillas de esta última.

En los tipos más pelíticos, escasos en el muestreo, hay muscovita primaria intercrecida con la biotita. En cuanto a los accesorios destaca la abundancia de grafito en las corneanas pelíticas y de opacos (magnetita) en los tipos grauváquicos. La turmalina aumenta hacia el interior de la zona lo que sugiere un origen metasomático.

Respecto a la primera formación de la biotita, BROWN (1975), señala que esta tiene lugar en la Facies de los Esquistos Verdes mediante reacciones deslizantes en las que participan disoluciones sólidas y que por consiguiente condicionan que la aparición de la mica sea gradual. En este sentido, nosotros, hemos observado en algunas rocas de la zona de la clorita, la presencia de plaquillas incipientes de una biotita verdosa coexistente con la clorita y la mica incolota.

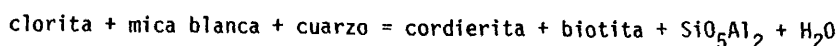
ERNST (1963) propone la siguiente reacción:



de posible aplicación a las corneanas pelíticas de Rivera de Cala.

La falta de muscovita con texturas claramente primarias, esto es, en equilibrio con la biotita progresiva en las corneanas

grauvácica lleva a pensar en una reacción del tipo



propuesta por WINKLER (1967, 1974) para el comienzo del grado medio, con una temperatura de equilibrio de $505 \pm 10^\circ\text{C}$ a 0,5 Kb. La cordierita y el SiO_5Al_2 (andalucita) serían fuertemente transformados durante la etapa diafóretica a los agregados de clorita + sericita y sericita respectivamente, tan abundantes en estas rocas.

La entrada de la biotita en Rivera de Cala debe, pues, tener lugar en torno al comienzo del grado medio.

En la zona de la biotita las texturas corneánicas se acentúan hacia el interior. La recristalización transforma las rocas, principalmente a las grauvacas, en tipo muy soldados, en los que la esquistosidad, las diferencias litológicas y los contactos clasto-matriz pierden definición.

En la zona de Capirucete, en dirección a la falla de Chernenca, se observa como la corneanización va acompañada de dos rasgos estructurales notables: a) una intensa silicificación en forma de una densa red de vénulas de cuarzo, y b) aspecto fluidificado con desdibujamiento de los contrastes litológicos y fuerte estiramiento en el plano S_0 hasta tal punto que las bandas más oscuras llegan a desengancharse adquiriendo el aspecto de "schlierens" difusos (Fig. 58).

Respecto a las venillas tienen un espesor de 1-10 mm. y hemos podido distinguir cuatro generaciones: 1) paralelas a S_1 (siempre concordante con S_0); 2) oblicuas y fuertemente replegadas; 3) oblicuas y no deformadas (tardías); 4) venulillas de feldespato potásico + calcita póstumias. En base a la localización de estos fenómenos en la proximidad a las masas intrusivas deducimos su relación genética con las mismas y con el metamorfismo de contacto, siendo los micropliegues del tipo 2) el resultado de un aplasta-

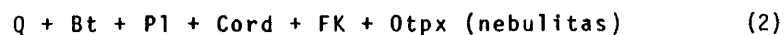
miento perpendicular a S_1 y probablemente debido a los esfuerzos generados durante el emplazamiento forzado del plutón. Este mismo proceso puede explicar las estructuras aparentemente fluidificadas de las corneanas internas.

3.1.3. Zona del Feldespato Potásico.

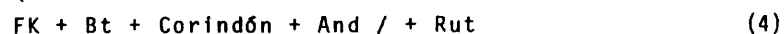
Es la más significativa, a efectos de establecer la temperatura límite superior para el metamorfismo de contacto y por ello, para los procesos de skarn. Aunque disponemos de pocas muestras de esta zona, podemos establecer dentro de ella tres subzonas: la de la andalucita, la sillimanita y la hiperstena. Estas dos últimas se concretan a la proximidad del contacto y coinciden con el comienzo de la fusión parcial (anatexia) que se traduce en la formación de nebulitas y migmatitas heterogéneas.

Las paragénesis observadas en esta zona son las siguientes:

Corneanas grauváquicas:



Corneanas pelíticas:



La andalucita, en la parte más externa de su zona, se presenta como porfidoblastos de chistolita totalmente sericitizados (parag. 3; Fig. 25). La hemos observado también en una intercalación de grano medio - fino entre los mármoles olivínicos de Serre zuela. La roca, es un mosaico de feldespato potásico con algo de biotita pardo-salmón y abundante corindón. La andalucita está seu

12

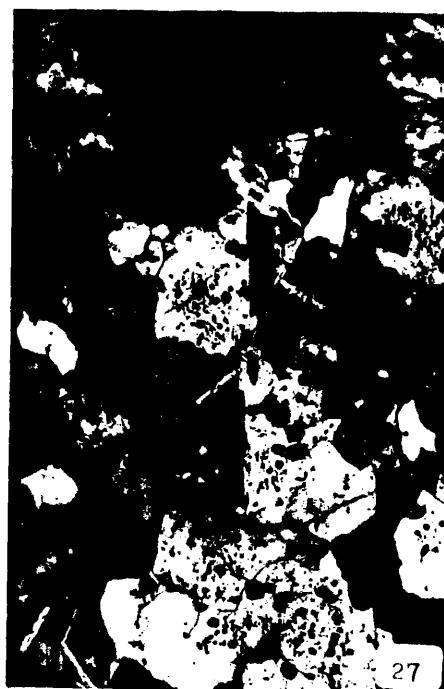
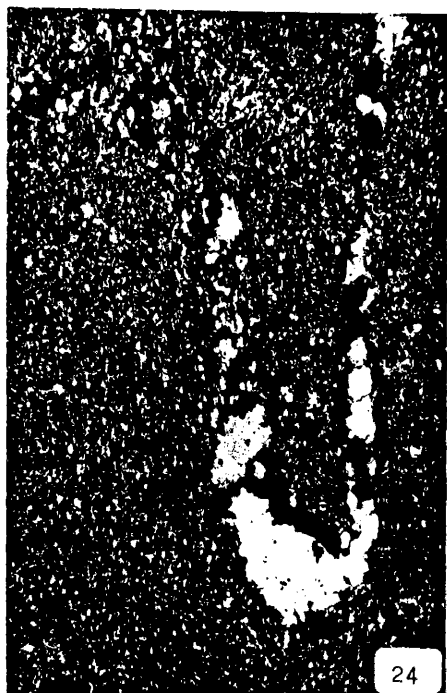


FIG. 24.- Venillas de cuarzo probablemente sincrónicas con el emplazamiento del C.P.S.O. Dominio detrítico al NO del Real de la Jara. ILM 60287 NX x 40.

FIG. 25.- Chiástolitas sericitizadas en el comienzo de la zona del feldespato potásico. Al E del Cortijo de Aguablanca. ILM 62673 NX x 40

FIG. 26.- Corneana pelítica movilizada, junto al Real de la Jara. La andalucita metaestable, está parcialmente incluida en el cuarzo, feldespatos y la biotita. ILM 61619 N// x x 100

FIG. 27.- Corneanas pelíticas movilizadas, junto al Real de la Jara. Cristales de cordierita con maclas en sectores radiales y abundantes inclusiones de opacos. ILM 61618 NX x 100

domorfizada a muscovita. El rutilo es muy abundante y no hay cuarzo.

En la parte interna, donde son visibles los fenómenos migmatíticos (Real de la Jara), la andalucita adquiere una textura corroida y con frecuencia está incluida en microclina, plagioclasa o cordierita, indicando así su procedencia restítica (Fig. 26)

La sillimanita, escasa, da fibrillas prismáticas, asociadas a bandas más ricas en plagioclasa + cordierita. Su aparición coincide con la de los líquidos aplograníticos. La cordierita en estas corneanas movilizadas se presenta como cristales subhedrales con macla compleja de dos individuos y a veces en sectores radiales (Fig. 27), normalmente anubarrada por abundantes opacos (magnetita). La plagioclasa, más bien escasa, es una oligoclasa básica (An 28-30) con débil zonado normal a An 23 en el borde. La muscovita, presente en todos los casos, es retrograda, desarrollándose sobre los silicoaluminatos, principalmente andalucita, con desarrollo en los bordes de intercrecimientos simplectíticos con el Q de la matriz. También se observa desarrollándose sobre la biotita y el FK a veces con disposiciones fibrosoradiadas.

En estas rocas se conserva una foliación fantasma, debido a la recristalización mimética de la biotita sobre los antiguos planos de esquistosidad S_1 .

Respecto a los leucosomas, sus paragénesis son iguales que las de los paleosomas mostrando un mayor contenido modal de cuarzo + microclina. Se presentan como capitas difusas, subconcordantes o claramente discordantes con la S_1 relictas. Estas rocas se pueden observar bien al sur del Real de la Jara.

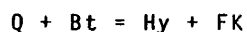
Por otro lado, en la zona de Serrezuela, las corneanas esencialmente grauwáquicas, chocan bruscamente contra el stock de Aguablanca. En una banda de unos 50 m. de espesor, estas corneanas se transforman en una roca de aspecto granítico-nebulítico de color gris y grano fino en la que se conserva la orientación regional, marcada por la biotita y por enclaves - schlieren de la corneana no movilizada, con tamaños desde centimétricos a decimé-

tricos. Desde el punto de vista petrogenético, son muy interesantes dado la aparición en ellas de ortopiroxeno (paragénesis 5).

La roca tiene una textura granuda constituida fundamentalmente por un armazón de $Q + Pl + FK + Bt + Otpx$, todos ellos fuertemente corroidos, con bordes redondeados y microentrantes ameboides. En los espacios intergranulares se localiza una masa de grano muy fino y aspecto eutectoide constituida por $Q + FK + Pl + Cord$, esta última en cristales isométricos a veces con macla en sectores radiales (Fig. 28). Interpretamos que esta fase intergranular representa un fundido parcial responsable de la estructura nebulítica de estas rocas. La formación de cordierita en el líquido tendría lugar mediante una reacción del tipo:



Tanto la hiperstena como la biotita pardo rojiza proporcionan componentes al fundido intersticial, como lo sugiere la fuerte corrosión que presentan (Figs. 29 y 30). En cuanto a la formación del ortopiroxeno que tiene lugar un poco antes del comienzo de la anatexia, su fuente ha de buscarse en la biotita con la que se asocia texturalmente y que es el principal componente ferromagnésico (± cordierita) en las corneanas grauváquicas más alejadas del contacto. Habida cuenta del incremento en el contenido de feldespatos potásicos en las nebulitas, respecto al de las corneanas no fundidas, proponemos como esquema cualitativo de reacción la siguiente:



Esta reacción, ajustada al término final ferroso y asumiendo composición estequiométrica para todas las fases, queda ajustada de la siguiente manera:

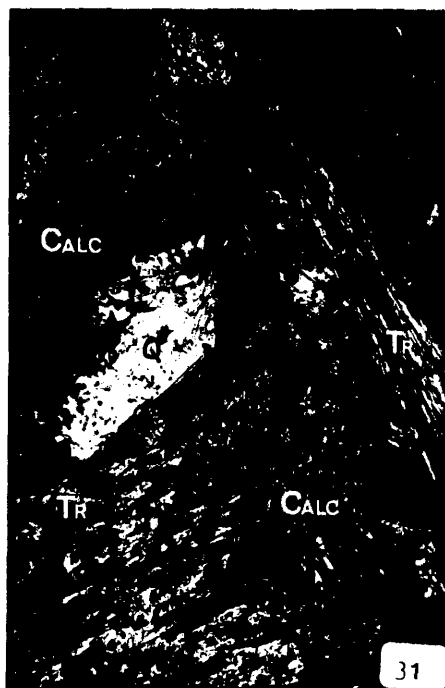
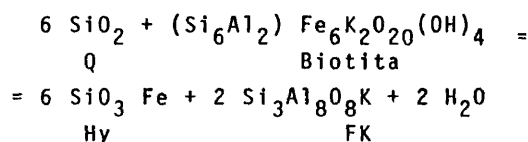


FIG. 28.- Eutectoide intergranular de Q + Pl + FK + Cord, en las corneanas grauváquicas nebulitizadas de Serrezuela. ILM 59276 NX x 100.

FIGS. 29 y 30.- Cristales de ortopiroxeno y biotita fuertemente corroídos en las corneanas grauváquicas nebulitizadas de Serrezuela, junto al inmediato contacto con el stock de Aguablanca. ILM 59276 N// x 100 y x 40 respectivamente.

FIG. 31.- Agregado de tremolita y calcita con granos relictos de cuarzo en su interior. Mármoles dolomíticos junto al Cortijo de Cherneca. ILM 61547 NX x 100



desgraciadamente no disponemos de análisis de minerales, lo que nos impide ajustar correctamente la reacción y utilizar la distribución Fe-Mg en los fémicos para geotermometría.

3.1.4. Condiciones físicas del metamorfismo de contacto.

En la Fig. 32 se han representado varias curvas de equilibrio, correspondientes a reacciones que son de aplicación en el metamorfismo de Rivera de Cala. Por un lado hemos tomado como punto triple del sistema SiO_5Al_2 el de HOLDAWAY (1971) que es el que ofrece más garantías en base a su tratamiento experimental. En orden progresivo de temperaturas las curvas escogidas son: 1) curva de estabilidad inferior de la cordierita magnésica (SCHREYER y YODER, 1959); 2) Curva $\text{Ms} + \text{Q} = \text{FK} + \text{And}$ según KERRICK (1972); 3) Curva $\text{Ms} = \text{FK} + \text{Corindon}$ de EVANS (1965). Esta curva es aplicable al hornfel de Serrrezuela intercalado en los mármoles forsteríticos; 4) Curva $\text{Antof} = \text{En} + \text{Q}$ de GREENWOOD (1963). Esta reacción marca un límite inferior de estabilidad para el ortopiroxeno en presencia de cuarzo y por consiguiente para la parte más interna de la zona del FK.

Asimismo, en la Fig. 32 se han incluido una serie de curvas "sólidas" o de comienzo de fusión, para varias composiciones magmáticas, desde dioritoides appiníticos (CONDLIFFE, 1976) a granitos. Con relación a estos últimos, hemos indicado el intervalo de comienzo de fusión en el sistema Q-Or-Ab-An para composiciones de la plagioclasa entre An 0-26 (WINKLER, 1974), que son de aplicación para el comienzo de la anatexia de contacto en los dos

tipos de grauvacas.

Se indica también la sólidos del granito ($P_{H_2O} = P_{total}$) según PIWINSKII, (1968) y la del granito "seco" biotítico en WINKLER (1974), esta última con vistas a demostrar que por escaso que pudiera ser el contenido en agua de las corneanas, la aparición de una fracción fundida, a las bajas presiones de carga del metamorfismo de contacto, tuvo lugar en condiciones de saturación.

Varias de estas curvas son de aplicación semicuantitativa en nuestro caso, dado que no disponemos de las composiciones precisas de fases tan significativas como la biotita, cordierita y ortopiroxeno. No obstante, se pueden extraer las siguientes conclusiones con suficiente fiabilidad:

1) El intervalo de temperaturas en la aureola varía desde un valor impreciso en el bajo grado, probablemente inferior a los 450°C , hasta los $700-750^{\circ}\text{C}$ en los que se entra en los campos de estabilidad de la sillimanita y del ortopiroxeno y se alcanzan las curvas del comienzo de fusión. Estos tres fenómenos coinciden en el campo en una estrecha zona próxima al contacto.

2) Atendiendo a la existencia de una posible sobrepresión en las cámaras magmáticas durante la cristalización (v. Cap. 2.5.) hemos supuesto que el metamorfismo no fue estrictamente isobárico en toda la aureola. En la Fig. 32 se asume que este aumento fuera lineal.

3) Respecto a la temperatura de las intrusiones vamos a apoyarnos en las consideraciones teóricas de JAEGER (1957) sobre la distribución de temperaturas en la masa intrusiva y la aureola, recogidas también en WINKLER (1974). Asumiendo así, un proceso de enfriamiento por conducción, sin transferencia convectiva de calor (esto último lo confirma el comportamiento "cerrado" en los mármoles durante la fase álgida del metamorfismo de contacto) se pueden hacer las siguientes consideraciones:

Si la temperatura inicial de la roca encajante era la normal

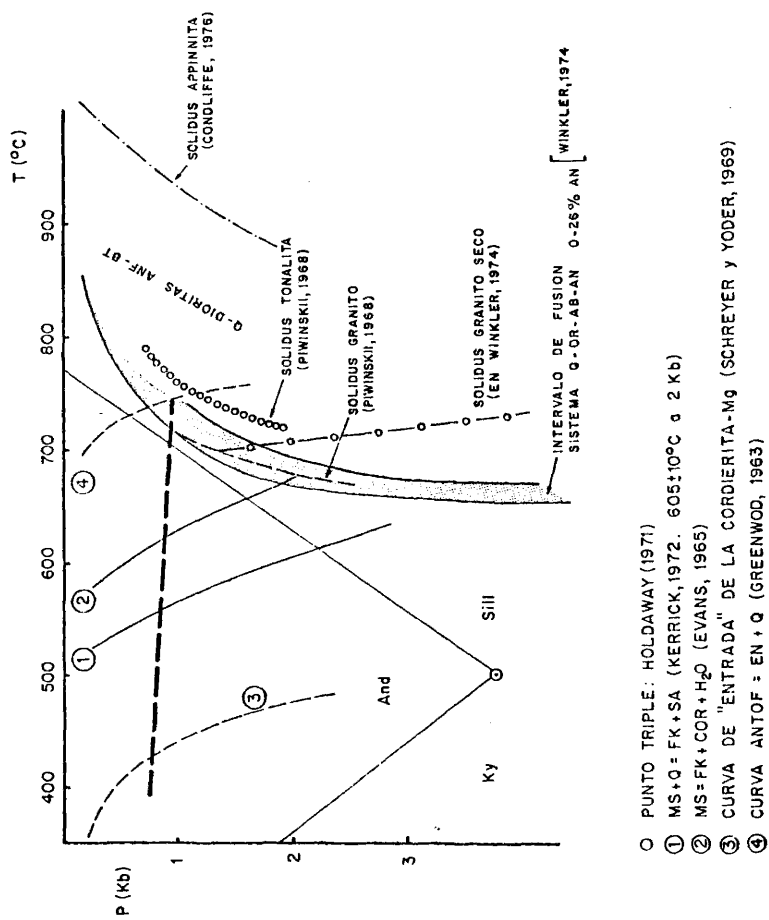


FIG. 32

para su profundidad (0,5 - 1 Kb) esto es, unos 35 - 60°C, entonces la temperatura del magma, obtenida mediante la fórmula

$$T_{\text{contacto}} = T_{\text{inicial}} + 60\% T_{\text{magma}}$$

sería de unos 1190 - 1150°C, tomando $T_{\text{contacto}} = 750^{\circ}\text{C}$, lo que resulta difícil de admitir, pues estos valores están por encima de la liquidus de las rocas más básicas de Rivera de Cala, esto es los dioritoides (CONDLIFFE, 1976). A este respecto son interesantes los resultados del análisis petrofábrico de las rocas del plutón de Burguillos del Cerro, próximo a Rivera de Cala, que comprenden desde gabros hasta monzonitas (PONS, 1975). Este estudio revela que los minerales de cristalización temprana, clino piroxeno, olivino y plagioclasa, dan modelos de orientación preferente que indican orientación en un medio fluido, razonablemente durante una fase de emplazamiento forzado, por el contrario, los minerales tardíos tales como el anfíbol y la biotita, siguen en unos casos las mismas leyes que los anteriores, mientras que en otros sugieren cristalización en un medio estático y por lo tanto una vez alcanzado el emplazamiento final del plutón. Resumiendo, parece lógico pensar que estos magmas se han emplazado en un estado avanzado de cristalización cercano a la curva de cristalización del anfíbol.

Volviendo al trabajo de CONDLIFFE (1976), hemos tomado 925°C, esto es la intersección aproximada de las curvas de cristalización de la hornblenda y de la plagioclasa, como una temperatura razonable para el magma en base a las consideraciones anteriores. Aplicando la fórmula de JAEGER resulta entonces un T_{inicial} de unos 200°C para la roca de contacto, lo que parece bastante lógico, dado que estas estarían en un proceso de enfriamiento respecto al metamorfismo regional precedente.

3.2. Metamorfismo de contacto en mármoles.

3.2.1. Introducción.

Los mármoles son las rocas más abundantes en el afloramiento de Rivera de Cala. El metamorfismo de contacto producido por las intrusiones gabro-diorítica y tonalítica, ha generado una zonografía mineral progresiva, que se presenta con carácter mosaico debido a la desconexión tectónica producida por las fallas longitudinales tardi-hercínicas. Se pueden distinguir dos dominios: al N y al S de la falla de Cherneca. En el primero tiene lugar el paso de los mármoles síliceos epimetamórficos a una zona con paragénesis dominadas por la presencia de tremolita, que da paso en el extremo SW de este dominio a mármoles con clinopiroxeno estable. En el dominio S. las paragénesis son de más alta temperatura desarrollándose plenamente una zona de clinopiroxeno y/u olivino, según la litología, que culmina en la zona más próxima al contacto con los gabros en la formación de wollastonita en los mármoles más calcíticos y de periclasa en los dolomíticos.

Los minerales encontrados en estos mármoles son: cuarzo, tremolita, diopsido, olivino, wollastonita, feldespato potásico, flogopita, calcita y dolomita. En proporciones menores clorita, mica blanca (fengita), talco, espinela, pargasita, brucita, magnetita, pirita, turmalina y esfena.

Las paragénesis observadas son en todo caso producto de la combinación de los siguientes factores:

1) Litología premetamórfica. A este respecto hay dos tipos extremos dominantes: mármoles calcíticos débilmente o nada dolomíticos y variablemente síliceos y mármoles dolomíticos con proporciones variables de impurezas, principalmente cuarzo o calcedonia. Los primeros caracterizan el miembro inferior de la formación carbonatada cálcica y se concentran en el dominio S (zona de Aguablanca). Los segundos son predominantes en el tramo superior y afloran en el dominio N (zona de Cherneca) y en el sur for

mando una banda siempre en contacto con las rocas plutónicas y en la que se localizan los "roof pendants" de Cerro Almendro, Cerro Garranchosa, Cerro Montero.

2) Composición de la fase fluida intergranular, a lo largo del metamorfismo progresivo, que es a su vez el resultado de la composición inicial más los efectos del tamponamiento de la misma (buffering) debido a la sucesión de reacciones y al comportamiento hidráulico de la roca durante las mismas.

3) Variables intensivas generales: P_{fluido} , $P_{\text{litostática}}$ (asumimos que ambas son prácticamente iguales) y T .

3.2.2. Mineralogía.

El clinopiroxeno es un diópsido (Di 80-87Hd 20-13) con contenidos de Al_2O_3 por debajo del 3%, MnO entorno del 0,9% y Na_2O inferior al 0,6% (Anál. 21, 22 y 36; CUADRO 11). Las variaciones composicionales son consecuencia de la proporción de impurezas, principalmente minerales arcillosos en el sedimento original.

El anfíbol muestra dos tipos (CUADRO, 13). Por un lado (Anál. 7-8) es una tremolita conforme a la clasificación de LEAKE (1968) (Figs. 79 y 80), con una composición de Tr 91-93 Fe-Act 9-7 (en base a la relación $Mg/Mg + Fe$) y contenidos de $Al_2O_3 < 2,13$, $Na_2O < 0,3$, $K_2O < 0,1$ y $MnO < 0,14\%$. Por otro lado hay un anfíbol (Anál. 9) pargasítico con una relación $Mg/Mg + Fe = 0,85$ y un alto contenido de Al^{IV} ($Si/Al^{IV} = 3,34$) y de Na_2O . A diferencia de la tremolita este anfíbol es verde y tiene un ángulo axial muy alto ($2V_{\omega} = 80-104$). Este anfíbol se observa sólo en el dominio sur en las litologías dolomíticas, como mineral tardío poiquilitico, englobando al clinopiroxeno, flogopita y olivino y asociado texturalmente a la plagioclasa, cuando presente.

CUADRO 9MICAS

	1 59315	2 60267	3 63382	4 63406	4 61571
SiO ₂	36,40	39,75	38,94	38,11	49,17
Al ₂ O ₃	14,30	13,76	15,78	12,66	26,37
FeO	14,04	2,98	5,26	2,84	1,81
MgO	18,29	31,36	27,94	33,67	3,56
Na ₂ O	0,24	desp	desp	1,38	n.d.
K ₂ O	8,62	8,63	8,10	8,24	9,22
MnO	0,10	desp	desp	desp	n.d.
TiO ₂	4,49	0,61	0,48	0,22	0,20
Total	96,48	97,12	97,09	96,50	90,33
Si	5,35	5,48	5,43	5,38	6,85
Al	2,48	2,24	2,60	2,00	4,33
Fe	1,73	0,34	0,61	0,33	0,21
Mg	4,01	6,45	5,81	7,02	0,74
Na	0,07	0,00	0,00	0,37	0,00
K	1,62	1,52	1,44	1,42	1,64
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,50	0,06	0,05	0,02	0,02

base 22 oxígenos (20 O. + 4 (OH))

La mica predominante es una flogopita alumínica ($Mg/Mg + Fe = 0,9-0,95$ y $Al^{IV} = 2,0 - 2,6$) con pequeñas cantidades de TiO_2 y de Na_2O y trazas de MnO (Anál. 2, 3 y 4; CUADRO 9).

En los mármoles dolomíticos silíceos epimetamórficos es frecuente una mica incolora de composición fengítica ($Si/Al^{IV} = 5,95$; Anál. 5) bien como pajuelas dispersas o concentraciones. Esta mica desaparece al comenzar la zona de la tremolita y con ella la presencia estable de flogopita.

La wollastonita sólo se ha observado junto a los gabros de Aguablanca. Es bastante pura y una determinación con microsonda ha dado $MnO = 0,32$, $Na_2O = 0,08$ y $FeO = 0,15$. El ángulo axial es $2V_{\alpha} \approx 20^\circ$ y la birrefringencia siempre muy baja, sin superar los amarillos de primer orden. Texturalmente se presenta como cristales idiomórficos, a veces maclados, incluyendo granillos de clinopiroxeno.

El olivino se ha determinado ópticamente. Se trata en todos los casos de una variedad muy magnésica, $Fo > 90$ ($2V_{\gamma} < 89^\circ$).

En cuanto a los carbonatos la determinación se basa en estimaciones según la coloración de la tinción y medidas difractométricas (Rayos X). El método de tinción seguido es el de EVAMY (1963). La tonalidad azul pálido a incolora de la dolomita sugiere relaciones Fe/Mg muy bajas. En lo que respecta a la calcita y según el método de estimación semicuantitativo de LINDHOLM et al. (1972), basado también en la coloración de la tinción según el grado de sustitución del Ca por el Fe , el contenido de FeO no supera en ningún caso el 1%. Una estimación precisa de la composición de los carbonatos se obtiene difractométricamente y se basa en el desplazamiento de la reflexión de intensidad cien con el grado de sustitución. Para la dolomita se ha empleado la curva de calibrado de ROSEMBERG (1967, pág. 791) corrigiendo para el patrón interno de fluorita. Las composiciones obtenidas para los mármoles de la zona no afectada por el metamorfismo de contacto

dan contenidos de $(\text{CO}_3)_2 \text{Ca Fe}$ por debajo del 15% molar (7,5% de CO_3Fe). Esto es, se trata de dolomías ligeramente ferruginosas.

En lo que respecta a la calcita el contenido de CO_3Mg se discutirá más adelante en el apartado de geotermometría (Apdo. 3.2.5.). Puede anticiparse que la composición no refleja su valor durante el pico del metamorfismo y que ha habido importantes reajustes posteriores a baja temperatura.

La plagioclasa, se encuentra en proporciones generalmente accesorias. El contenido de anortita aumenta con el grado metamórfico: An 7-9 en la zona de la tremolita; An 10-13 en la zona del diopsido y An 23-24 en la zona de la wollastonita.

El feldespato potásico es en todos los casos una microclina con macla en enrejado ($2V_\alpha = 70-76$) y se encuentra también en proporciones accesorias.

En lo que respecta a otros componentes accesorios no se han realizado determinaciones cuantitativas. Es de destacar la brucita en agregados globulosos con textura "onion skin" (CARPENTER, (1967) de la que trataremos más adelante al discutir los mármoles olivínicos.

3.2.3. Análisis paragenético.

El pequeño contenido en Fe en los mármoles de Rivera de Cala, puesto de manifiesto por la composición química de los minerales componentes, permite referir el análisis al sistema sencillo $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. La presencia, por otro lado frecuente, de flogopita y/o feldespato potásico nos lleva en una segunda fase a considerar el sistema más complejo con AlKO_2 como componente adicional (la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ es la misma en ambos silicatos). Otros componentes minoritarios como el Na_2O , TiO_2 y S quedan acantonados en los minerales accesorios, plagioclasa, esfena/magneti-

ta y pirita respectivamente, por lo que pueden obviarse en este tratamiento. El MnO es asimismo un componente muy minoritario, en disolución sólida en los silicatos principales, y no es de esperar que tenga un efecto apreciable sobre la evolución topológica.

Los efectos producidos por contenidos de Fe (principal componente accesorio) comparables a los de nuestras fases, sobre las curvas de equilibrio, han sido determinados por RICE (1977) y resultan despreciables.

Las paragénesis establecidas las hemos basado, en la medida en que el tamaño del grano lo permitía, en relaciones texturales indicativas de equilibrio entre las fases componentes y concretamente el que cada una de ellas esté en contacto con todas las demás mediante puntos de unión triples. Se han excluido asimismo los minerales tardíos de textura poiquiloblástica y especialmente relacionados con el skarn, concretamente el granate, la escapolita y la pargasita. También se han eliminado fases como talco, carbonatos y cuarzo, formados, generalmente, como pseudomorfos durante los procesos retrógrados de baja temperatura y que en algunos casos coinciden en la misma preparación con el mismo mineral pero de origen progresivo.

Seguidamente se discuten los sistemas SiO_2 - CaO - MgO - CO_2 - H_2O , y el mismo con K_2O como componente adicional, para referir a los mismos la sucesión paragenética en Rivera de Cala.

Sistema SiO_2 - CaO - MgO - CO_2 - H_2O

Las relaciones topológicas $T-X_{CO_2}$ en este sistema son bien conocidas gracias a los trabajos de la escuela alemana (METZ et al. 1968; WINKLER, 1974 incluye una abundante relación de este grupo de trabajo), la escuela canadiense SKIPPEN, 1971, 1974) y la norteamericana (SLAUGHTER et al. 1975). En general los datos de equilibrio obtenidos, principalmente entre las dos últimas son bastante coincidentes debido a la semejanza en la técnica experimental empleada, que les lleva a diferir, en algún caso, fuertemente

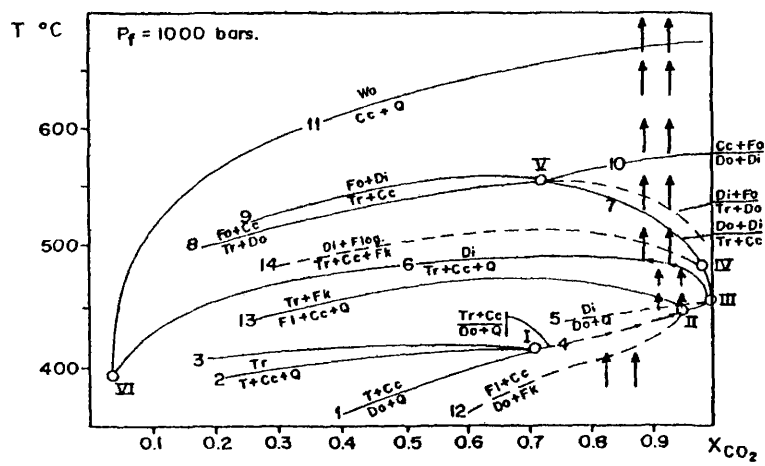


FIG. 33

con el grupo alemán.

En nuestro caso hemos adoptado para mantener la coherencia interpretativa, la topología básica de SLAUGHTER et al. (op. cit.) En este trabajo se demuestran las ventajas del tratamiento experimental y termoquímico seguido sobre el alemán. (ver también a este respecto KERRICK, 1974).

La presión escogida es 1 Kb, aunque este valor representa, como se ha dicho, un límite superior para el metamorfismo de esta zona.

La parte de alta temperatura de la topología isobárica $T-X_{CO_2}$ (Fig. 33) entorno del punto invariante (V) y que implica la entrada de la forsterita en el metamorfismo, se basa en el trabajo experimental del autor (CASQUET y KERRICK, datos no publicados) sobre la reacción (9) esto es, $Tr + Cc = Fo + Di + gas$, estudiada a 2 Kb (v. KERRICK et al. 1976, pág. 907) y que permite, mediante extrapolación a 1 Kb, determinar la posición del punto invariante mencionado (V) mediante intersección con la reacción (8) (METZ, 1967, 1976). Este punto ajusta bien la curva de la reacción (7) extrapolada por SLAUGHTER et al. (op. cit.) a partir del punto invariante (IV) con un amplio límite de incertidumbre. La curva (10) ha sido obtenida por extrapolación en base a datos termoquímicos. Esta curva es importante ya que marca un límite inferior de temperatura para los mármoles forsteríticos.

Tratamiento termodinámico.

La extrapolación de la reacción (9) de 2 a 1 Kb y la determinación teórica de la reacción (10) se han basado en la ecuación fundamental

$$0 = \Delta G_r(T_e, P_e) = \Delta G_r(T_e, 1 \text{ bar}) + \Delta V_r(sol)(P - 1) + RT \ln K$$

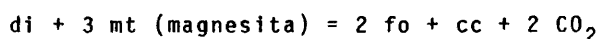
siendo $\Delta G_r(T_e, P_e)$ la energía libre de reacción en el punto de

equilibrio y por ello igual a cero; $\Delta G_r(T_e, 1 \text{ bar})$ es la energía de reacción a la T de equilibrio y 1 bar; $\Delta V_{r(\text{sol})}$ es el volumen de reacción asociado a los sólidos y K la constante de equilibrio expresada en función de las fugacidades de los componentes volátiles y de la actividad de los componentes sólidos en aquellos casos en que las fases no sean puras.

Los datos termoquímicos empleados proceden de HELGESON* menos los de la forsterita (SLAUGHTER com. pers.). Los coeficientes de fugacidad del H_2O y CO_2 se han obtenido del RHYZHENKO y MALININ (1971).

Como ejemplo veamos la determinación del punto de equilibrio a 1 Kb y $X_{\text{CO}_2} = 1$, de la reacción (10): $\text{Di} + 3 \text{Do} = 2 \text{Fo} + 4 \text{Cc} + 2 \text{CO}_2$. El procedimiento consiste en resolver la ecuación básica a diferentes temperaturas, hasta encontrar un valor para el que la expresión se anule. Normalmente este valor se determina gráficamente. Conocido el punto de equilibrio y la posición del punto invariante (V) se puede interpolar la curva.

En términos de sus componentes la reacción (10) queda



en el punto de equilibrio se cumplirá:

$$\Delta G_r(T_e, 1000 \text{ bars}) = 0 = \Delta G_r(T_e, 1 \text{ bar}) + \Delta V_{r(\text{sol})}(P - 1) + RT \ln \frac{f(\text{CO}_2)^2 \times a_{\text{cc}}}{a_{\text{mt}}^3}$$

siendo:

$$\ln a_{\text{CO}_3\text{Mg}} = - \frac{1683}{T} + 1,1177 \quad (\text{GORDON y GREENWOOD, 1970})$$

$$\ln a_{\text{CO}_3\text{Ca}} = \frac{157,45}{T} - 0,25 \quad (\text{SKIPPEN, 1974})$$

dado que ambos carbonatos equilibran sus composiciones a lo largo de una curva de inmiscibilidad y no son puros al producirse la reacción, esto es, $a \neq 1$.

La determinación de $\Delta G_r(T_e, 1 \text{ bar})$ se obtiene resolviendo las dos integrales siguientes

$$\Delta S_r = \int \frac{C_p}{T} dT$$

y

$$\Delta G_r = - \int \Delta S_r dT$$

siendo S_r la entropía de reacción y C_p el calor específico de cada componente que se adapta a la expresión de MAIER-KELLEY, $C_p = a + bT + cT^{-2}$ (SKIPPEN, 1977). Las constantes de integración se obtienen resolviendo las integrales a 298,15°K, que es el estado tipo al que se refieren los datos tabulados.

Todo este proceso reiterativo se puede resolver fácilmente con la ayuda de un computador.

El punto de equilibrio a $X_{\text{CO}_2} = 1,0$ y 1 Kb para la reacción (10) es de $T = 575^\circ\text{C}$.

El punto invariante (V) se localiza a unos 500°C y $X_{\text{CO}_2} = 0,72$.

La sustitución de parte del Mg por Fe, principal componente accesorio da lugar a desviaciones de la actividad respecto al valor unidad correspondiente al componente puro y por consiguiente variaciones en la constante de equilibrio de las reacciones, que afectan a la posición de las mismas. Dicho efecto composicional ha sido calculado por RICE (1977) para la aureola de Marysville con composiciones de las fases coincidentes con las nuestras, esto es, muy próximas al término magnésico puro. En todos los casos las desviaciones no superan los $\pm 2^\circ\text{C}$ por lo que la simplificación de tratar el metamorfismo sin considerar el componente Fe es perfectamente válida.



Sistema $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-AlK}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$

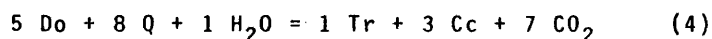
La presencia de flogopita y/o feldespato potásico en Rivera de Cala lleva a introducir un nuevo componente en el sistema, el AlK_2 (no consideramos en este tratamiento a la mica fengítica en los mármoles epimetamórficos). Las reacciones univariantes isobáricas no degeneradas, tendrán cinco fases, siendo dos de ellas en todo caso, el feldespato potásico y la flogopita, cada una en un lado de la reacción. El conocimiento de una de estas reacciones univariantes, combinada con las del sistema $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ es suficiente para definir todo el sistema, siendo este el método seguido por TRYGVE (1975) y RICE (1977) para construir la topología $T\text{-}X_{\text{CO}_2}$ correspondiente. La reacción determinada experimentalmente es la $\text{Flog.} + \text{Cc} + \text{Q} = \text{Tr} + \text{FK} + \text{gas}$ (HOSCHEK, 1973). La curva en la Fig. 33 se ajusta al límite inferior de los datos experimentales, por lo que en la realidad es posible que se aproxime a la de la reacción (6). Las demás reacciones en este sistema se han representado de forma aproximada manteniendo las posiciones relativas que figuran en RICE (1977).

El efecto de la distribución Fe-Mg entre la flogopita y los otros ferromagnesianos participantes en las reacciones es muy pequeño y no afecta sensiblemente a la posición de las mismas.

3.2.4. Zoneografía Metamórfica en Rivera de Cala.

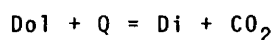
3.2.4.1. Zona de la tremolita.

En mármoles dolomíticos y calco-dolomíticos síliceos, la primera transformación observada consiste en la aparición de tremolita + calcita según la reacción :



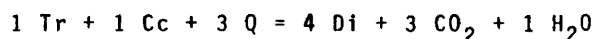
En la zona de la tremolita (v. Mapa de Paragénesis) las asociaciones minerales incluyen a las cuatro fases participantes en la reacción (paragénesis univariantes) o tres de ellas: $\text{Tr} + \text{Do} + \text{Cc}$, $\text{Tr} + \text{Cc} + \text{Q}$ y $\text{Tr} + \text{Do} + \text{Q}$, ésta última probablemente resultado de la segregación de calcita a dominios fuera de la lámina. Con frecuencia los prismas de anfibol y la calcita de neoformación, forman intercrecimientos radiales en cuyo interior se conservan los granos de cuarzo o de cuarzo + dolomita (Fig. 31). En todo caso, el cuarzo está texturalmente asociado a los productos de la reacción, indicando que la nucleación ha tenido lugar sobre el mismo. La tremolita está a veces pseudomorfizada total o parcialmente a un agregado de talco + calcita \pm cuarzo, aunque también hemos observado la asociación clorita + talco + cuarzo + dolomita. En este caso la clorita debe de alojar el pequeño contenido en Al_2O_3 del anfibol reemplazado.

En la banda de mármoles adosada directamente a la falla junto al Cortijo de Cherneca, así como en el saliente al sur del mismo, se conservan cristales de diopsido residuales transformándose a $\text{Tr} + \text{Cc}$ (Fig. 34). En el primer caso, el clinopiroxeno, variablemente talquizado, está aureolado por tremolita en equilibrio con calcita y cuarzo. El clinopiroxeno no contacta con la dolomita. En el segundo caso el diopsido se localiza en intercalaciones de procedencia samfítica ($\text{Q} + \text{Di}$) plegadas y boudinadas. Aquí también el clinopiroxeno se está transformando en $\text{Tr} + \text{Cc}$ y probablemente cuarzo. En ambos casos está claro que la formación del diopsido precede a la de la tremolita indicando que en esta banda específica de mármoles en vez de la reacción (4), tuvo lugar la (5)



a X_{CO_2} muy altas, cercanas a la unidad (Fig. 33), seguida de una

dilución del CO_2 , probablemente por efecto de los mármoles adyacentes (con fluido intergranular más rico en H_2O) y consiguiente intersección de la reacción (14)

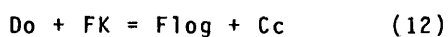


La composición de la fase fluida en la zona de la tremolita ha sido por consiguiente muy rica en CO_2 ($X_{\text{CO}_2} > 0,7$), en todo caso a la derecha del punto invariante $\text{Q} + \text{Do} + \text{Cc} + \text{Tr} + \text{Ta}$ ya que no se ha observado una zona con talco en paragénesis. En aquellos mármoles e intercalaciones en que tuvo lugar la reacción (5) la X_{CO_2} debió de ser próxima a la unidad.

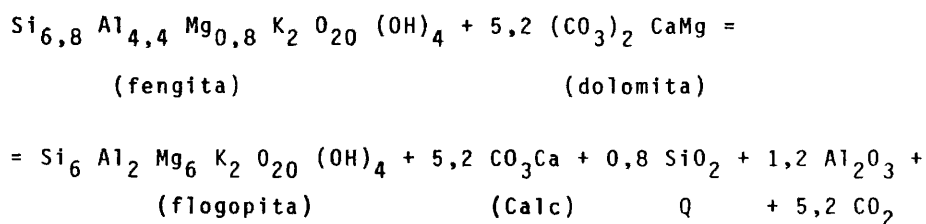
La presencia de paragénesis univariantes de la reacción (4) indican que ha sido efectivo un control (tamponamiento) de la fase fluida por la reacción (sistema cerrado), aunque sin que se llegue a alcanzar el punto invariante (III). Esto se debe a que la capacidad de tamponamiento de esta reacción es pequeña (GREENWOOD, 1975) agotándose rápidamente el cuarzo o la dolomita disponibles, con pequeños incrementos de la temperatura, dando paso a paragénesis divariantes.

Formación de flogopita.

En la zona de la tremolita la fase potásica, en mármoles de procedencia dolomítica, es la flogopita, cuya aparición coincide con la del anfíbol. En los mármoles externos a la zona de la tremolita ($\text{Do} + \text{Q}$ estables), es frecuente una mica subalúmnica de tipo fengítico (Anál. 5; CUADRO 9). En menor proporción el K_2O se encuentra en forma de granos detríticos^{de Fk}. Las reacciones de formación de la flogopita, implican pues la interacción de estos dos minerales con los carbonatos presentes. Dos reacciones marcan la entrada de la flogopita:



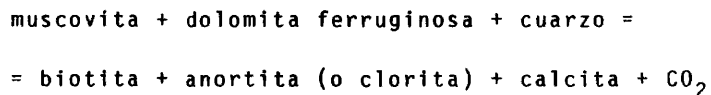
y proponemos la siguiente a partir de fengita,



la fórmula de la fengita empleada es la teórica $(\text{Si}_{6+x}\text{Al}_{2-x})\text{Al}_{4-x}(\text{Mg, Fe})_x\text{K}_2\text{O}_2(\text{OH})_4$ con una relación $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$ igual a la nuestra. El Al_2O_3 excedente se alojaría en el anfíbol que se forma simultáneamente por la reacción (4) (Al_2O_3 hasta un 2,13%).

En mármoles muy pobres en dolomita en los que no llega a formarse tremolita el exceso de aluminio se localizaría en las pajuelas de clorita que se observan con frecuencia como accesorio.

HEWITT (1973) propone una reacción semejante



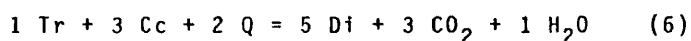
esta reacción, referida a un sistema rico en Fe fue deducida petrográficamente en las calizas micáceas de Connecticut y también se observa con carácter precoz. En la topología que presenta HEWITT (op cit.) a 6 Kb la reacción se localiza por debajo y junto a la (4) y es probable que dicha proximidad se mantenga a presiones más bajas. Como consecuencia, la reacción propuesta de descomposición de la fengita, debe de determinar por intersección con la (4), un punto invariante cercano al (II) y ambas reacciones, la propuesta y la (12), generadoras de flogopita, ser prácticamente coincidentes.

En esta zona de la tremolita, persiste en mármoles calcíti-

cos la mica blanca, junto con el cuarzo, También hemos observado equilibrio entre calcita, cuarzo y clorita ($Cc + (Do) + Q + \text{Flog} + Cta$). La persistencia de muscovita y de clorita en presencia de calcita + cuarzo, en la zona de la tremólita es coherente con los datos experimentales de HEWITT (1973) y de BEST (1978) respectivamente.

3.2.4.2. Zona del Diopsido.

Las paragénesis isobáricas divariantes - 3 fases - generadas por el completamiento de la reacción (4) alcanzan en esta zona la reacción:

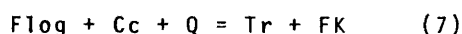


La presencia en el dominio espacial en el que se dieron las condiciones geotermobáricas que posibilitaban esta reacción, de mármoles poco dolomíticos y variablemente silíceos, y por consiguiente pobres en tremolita, favorece el rápido agotamiento de la misma con la reacción. Esto que se observa en el borde norte de esta zona, tocando con la Falla de Cherneca, se traduce en la ausencia de paragénesis univariantes, siendo características las dos siguientes: $Cc - Cpx - Q$ y $Cc - Cpx$. La inexistencia de un prolongado proceso de tamponamiento de la fase fluida en el paso a la zona del diópsido y que se traduce de esta ausencia de paragénesis univariantes permite deducir que la composición del fluido intersticial no debió de modificarse significativamente durante la reacción.

Destacamos también que las dos paragénesis resultantes de esta reacción pueden subsistir hasta temperaturas muy altas, dado que las reacciones de formación del olivino implican la presencia de tremolita o dolomita en la asociación.

Formación del feldespato potásico.

Las paragénesis de la zona del diopsido, presentan siempre feldespato potásico (microclina) y en ningún caso flogopita, lo que resulta lógico dado que la reacción



tiene lugar a temperatura inferior a la de la reacción (6) y probablemente próxima a la misma, si se tiene en cuenta que su traza en la Fig. 33, corresponde al límite inferior de temperatura de los experimentos de HOSCHEK (1973). Como consecuencia en los mármoles inicialmente poco dolomíticos, donde la cantidad de flogopita formada (al igual que con la tremolita) es pequeña, la mica se agotaría rápidamente persistiendo sólo el feldespato potásico en las paragénesis con diopsido.

El punto invariante II (Do - Cc - Q - Tr - FK) se alcanza al final de la zona de la tremolita como lo indica la existencia de una muestra con la paragénesis isobárica univariante aparentemente en equilibrio. La existencia de feldespato potásico en las rocas con diopsido anfibolitizado dentro de la zona de la tremolita, deben de resultar de alguna reacción a la derecha del punto invariante II, en la zona de alta X_{CO_2} , con participación de fengita inicial o quizás se trate del propio feldespato detrítico contenido en el sedimento de partida. En todo caso lo que si resulta claro, es que la dilución de la fase fluída con agua no fue lo suficiente como para que se alcanzara la reacción (7).

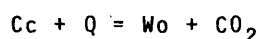
Formación de Wollastonita.

En la parte más interna de la zona del diopsido, junto al stock gabrodiorítico de Aguablanca, se observa la presencia de cristales de wollastonita, texturalmente en equilibrio, en las dos paragénesis siguientes:



la primera sólo se ha encontrado en una muestra.

Estas asociaciones sugieren que junto al plutón, ha tenido lugar la reacción clásica



siendo la primera de las dos paragénesis anteriores la correspondiente al punto de equilibrio univariante.

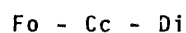
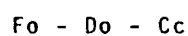
Si como parece deducirse, la composición de la fase fluída intergranular resultante de las reacciones descritas anteriormente, se ha mantenido en la zona rica en CO_2 , a la derecha del máximo de la reacción (14) ($X_{\text{CO}_2} = 0,75$) entonces las temperaturas alcanzadas por esta reacción fueron superiores a los 650°C (Fig.33), lo que está de acuerdo con los valores deducidos en rocas metapelíticas.

3.2.4.3. Zona de la Forsterita.

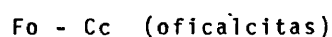
La forsterita se encuentra generalmente como granos globulosos variablemente serpentinizados y a veces incluyendo granos de hercinita en los mármoles del tramo dolomítico superior, en inmediato contacto con las rocas intrusivas.

Las paragénesis encontradas son:

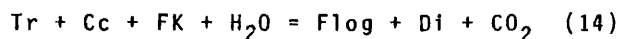
divariantes



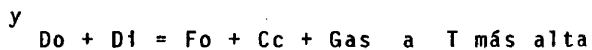
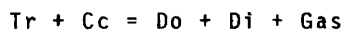
trivariantes



En tres muestras hay flogopita (Anál. 2 y 3; CUADRO IX) y en ningún caso FK. En dos de las muestras, la asociación de equilibrio es Fo - Cc - Di - Flog y en la tercera es Fo - Cc - Flog. La explicación reside en la reacción:



En rocas dolomíticas, ésta reacción agota el FK, de tal forma que a temperaturas más altas y para las composiciones del fluido ricas en CO_2 ($x_{\text{CO}_2} > 0,75$) deducidas en los grados más bajos, una combinación de las reacciones



da por resultado la asociación observada de cuatro minerales.

Resulta pues evidente que la temperatura alcanzada en los mármoles forsteríticos durante el metamorfismo de contacto ha sido superior a la de la reacción (9), esto es, por encima de los 550°C .

Las paragénesis bifásicas (trivariantes) de esta zona interna de alta temperatura, han sido explicadas por LEAKE et al. (1975) en las oficalcitas de Connemare, como producto de segregaciones a partir de asociaciones divariantes (op.cit. p.254). Esta explicación puede aplicarse en nuestro caso. Las altas temperaturas en las zonas más internas de la aureola han podido favorecer cierto flujo plástico en el mármol al igual que se observa en la F. Marble Delta de Suráfrica (OTTO, 1977) y con ello la posibilidad de desarrollo de un layering composicional en base a mecanismos de solubilidad diferencial de los carbonatos.

En relación con lo anterior resulta significativo el que el cambio de volumen experimentado por los mármoles durante los procesos de decarbonatación del metamorfismo de contacto, no va acompañado por un aumento de la porosidad, si no que por el contrario

el mármol recrystaliza fuertemente, a diferencia de lo que sucede en los reemplazamientos de skarn, postmagmáticos.

Así, a partir de la composición modal de uno de los mármoles forsteríticos y asumiendo una composición pura para cada una de las fases (CUADRO 8), se ha recalculado la composición del sedimento inicial (se excluyen en el cálculo los opacos, magnetita, y la hercinita) pudiéndose estimar así el cambio de volumen experimentado durante el metamorfismo, en unos 18 cm³. correspondientes a un 17% aproximadamente del volumen inicial.

Este cambio de volumen, sin que aumente la porosidad, sólo puede explicarse mediante un aplastamiento simultaneo mediante flujo plástico durante la intrusión, siendo este mecanismo el que facilita en gran parte el avance de la misma y el desarrollo de las paragénesis de alta varianza en el mármol encajante.

CUADRO 8

Composición mármol (ILM 61611)	Cc	Do	Fo	Op	Herc	Q
modal	52,71	14,17	23,91	5,08	4,13	-
moles	1,428	0,220	0,546	-	-	-
Comp.sedimento inicial (moles) ...	0,336	1,312	-	-	-	0,546

Volumen mármol(sin Op y Herc) = 90,79 cm³

Volumen sedimento inicial ... = 109,10 cm³

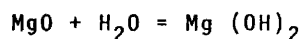
Cambio de volumen = 18,31 cm³, equiv. al 17% aprox.

Los volúmenes molares se han obtenido de ROBIE et al. (1968).

3.2.4.3.1. Afloramiento de la Garrenchosa.

Situado en la banda meridional dolomítica, en la zona de alto grado (mármoles forsteríticos), es el único afloramiento en el que aparece abundante brucita, dando así lugar a tipos mármóreos pencatíticos. También se ha observado algo de brucita en el afloramiento del Cortijo Garrenchosa Alta (F.VELASCO, com. pers.). Ambos afloramientos tienen en común el situarse inmediatamente en contacto y a techo del stock gabro-diorítico de Aguablanca.

La brucita, como se ha dicho anteriormente, forma glóbulos de nemalita con disposición radiada de las fibras. Estas últimas muestran a su vez, un kinkado transversal, al que se asocian cambios en tonalidades marrones, que son los que en conjunto confieren a estos nódulos un aspecto concéntrico (textura en "piel de cebolla") (Fig. 35). Son frecuentes las inclusiones de glóbulos serpentinizados procedentes de antigua forsterita (Fig. 36). Por el contrario, en ningún caso hemos podido encontrar restos de periclasa. No obstante, este tipo de textura sólo puede deberse a transformación con aumento de volumen a partir de dicho mineral, mediante la reacción clásica

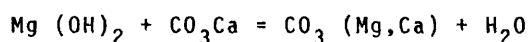


como ha sido demostrado claramente por CARPENTER (1967) en Crestmore (California).

En Garrenchosa los mármoles brucíticos sin olivino, coexisten con otros que contienen este mineral variablemente serpentinado y que tienen como accesorios, opacos (magnetita principalmente) y una espinela hercínítica verde oscuro a negra. En todo caso el carbonato primario es la calcita.

También hemos notado que los glóbulos brucíticos aparte de estar aplastados en algunos casos (Fig. 35), están rodeados frecuentemente por un ribete policristalino de dolomita de aspecto secundario que interpretamos debido a una reacción, a baja tempera

tura, entre la brucita y la calcita de la matriz, según la reacción también clásica



Asimismo, la calcita presenta a veces exoluciones simplectíticas de dolomita.

Si la X_{CO_2} en la fase fluida se ha mantenido, como se ha deducido anteriormente, a la derecha del punto invariante (V) ($X_{\text{CO}_2} = 0,75$), durante el metamorfismo de contacto progresivo en los mármoles dolomíticos, entonces la formación de la periclasa en los mismos indica temperaturas de descomposición de la dolomita muy altas:

Entre aprox. 770° y 820°C a 1 Kb
y 720° y 770°C a 0,5 Kb

según datos en WINKLER (1974, p. 124).

Estas conclusiones están de acuerdo con los valores deducidos para el metamorfismo en rocas detríticas (pelitas y grauvacas) en contacto con el plutón de Aguablanca (V. Apdo. 3.1.4.). Por otro lado, la presencia de brucita, sólo en contacto con este plutón intermedio - básico, apunta también hacia altas temperaturas de formación.

La existencia de texturas indicativas de procesos a baja temperatura (simplectitas de exolución en la calcita y los ribetes de dolomita en torno de los glóbulos brucíticos), sugieren un largo evento térmico con fuerte reequilibración a bajas temperaturas, en presencia de una fase acuosa, en todo caso con concentraciones muy bajas de CO_2 ($X_{\text{CO}_2} < 0,1$) exigidas por la formación de la brucita y la serpentina (WINKLER, 1974).

La intensa actividad reequilibradora a baja temperatura que tuvo lugar en todos los mármoles de Rivera de Cala, se pone de ma

125

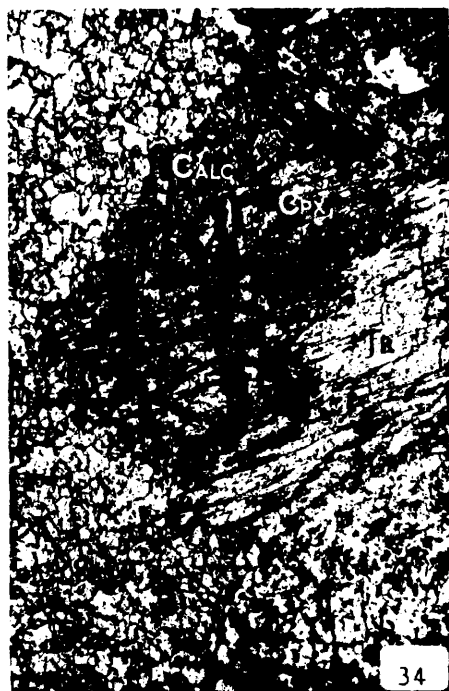


FIG. 34.- Grano relicto de clinopiroxeno transformado a tremolita y calcita, en una mesostasia dolomítica con la que no llega a contactar. Mármoles dolomíticos junto al Cortijo de Cherneca. ILM 61550 N// x 40.

FIG. 35.- Nódulos brucíticos aplastados, con textura "onion skin" en una vena espática de la cantera de Garrenchosa. ILM 60413 NX x 40.

FIG. 36.- Nódulo brucítico con inclusiones serpentinizadas de forsterita. Mármoles dolomíticos de la cantera de Garrenchosa. ILM 60413 NX x 40.

FIG. 37.- Avance intergranular del granate en el mármol granoblástico. ILM 62653 N// x 40.

nifiesto por los datos obtenidos por métodos geotermométricos.

3.2.5. Geotermometría de Carbonatos.

El hecho de que la calcita y la dolomita coexistentes, equilibren sus composiciones con la temperatura a lo largo de una curva de inmiscibilidad, ha llevado repetidamente a emplear este fenómeno como posible geotermómetro, en ocasiones con bastante optimismo (V. p. ej. PUHAN, 1976).

El primer estudio de GRAF y GOLDSMITH (1955) establece la forma asimétrica de la "solvus" hacia el término dolomítico, de tal forma que este último es prácticamente insensible a la temperatura. Por el contrario, la calcita se hace más magnésiana.

La primera curva composición calcita/temperatura de los autores indicados, fue modificada ligeramente por GRAF y GOLDSMITH (1958) y el efecto de la presión sobre la misma establecido por GOLDSMITH y NEWTON (1969).

La curva isobárica a 2 Kb de la Fig. 38, ha sido obtenida a partir de la curva polibárica de estos últimos autores, aplicando los coeficientes de corrección propuestos.

La composición de la calcita se ha determinado difractométricamente, utilizando el desplazamiento angular de la reflexión (104), empleando un patrón interno de fluorita. La curva de calibrado empleada es la de GRAF (1961).

Las temperaturas determinadas por este método en un total de 23 mármoles de Rivera de Cala se proyectan en la Fig. 39.

En todo caso se han seleccionado aquellas muestras en las que los carbonatos presentaban aparentemente texturas de equilibrio (agregados granoblásticos poligonales), rechazándose aque-

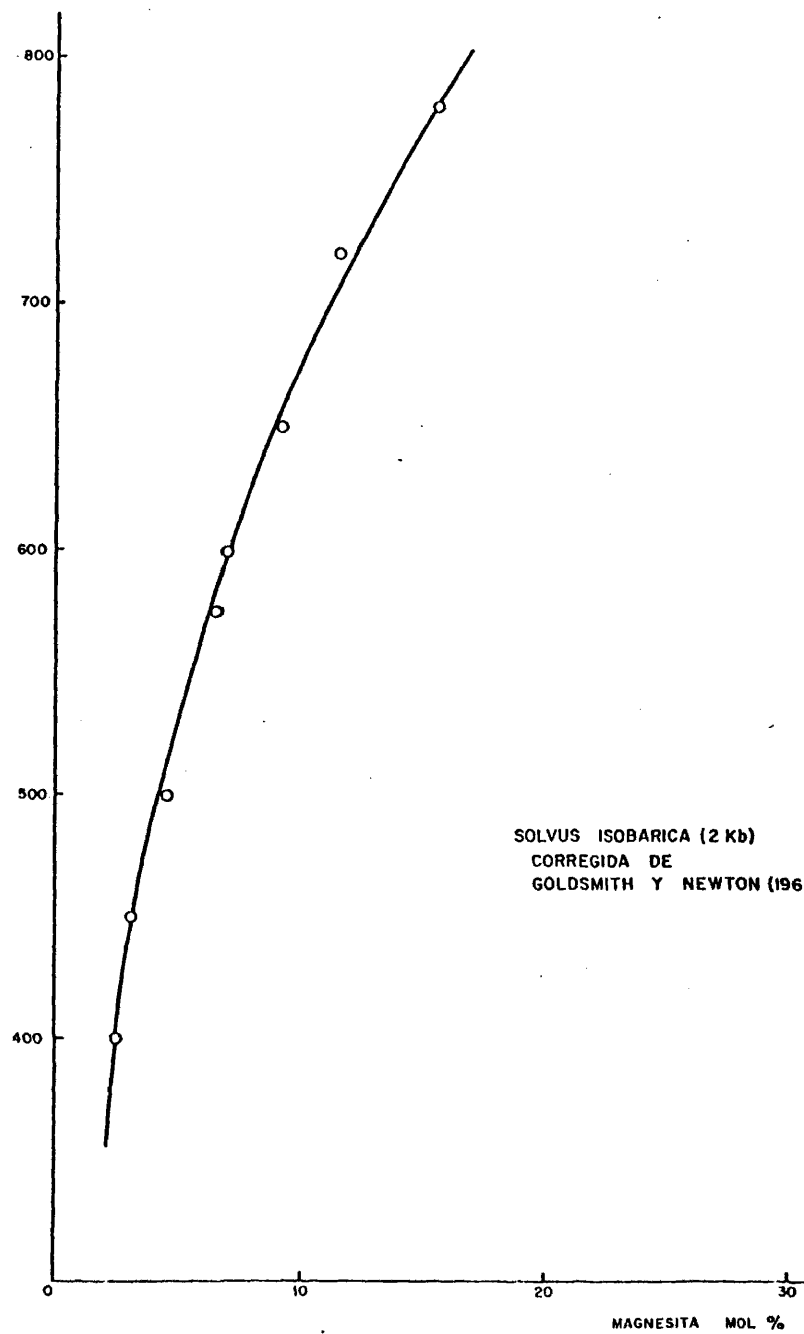


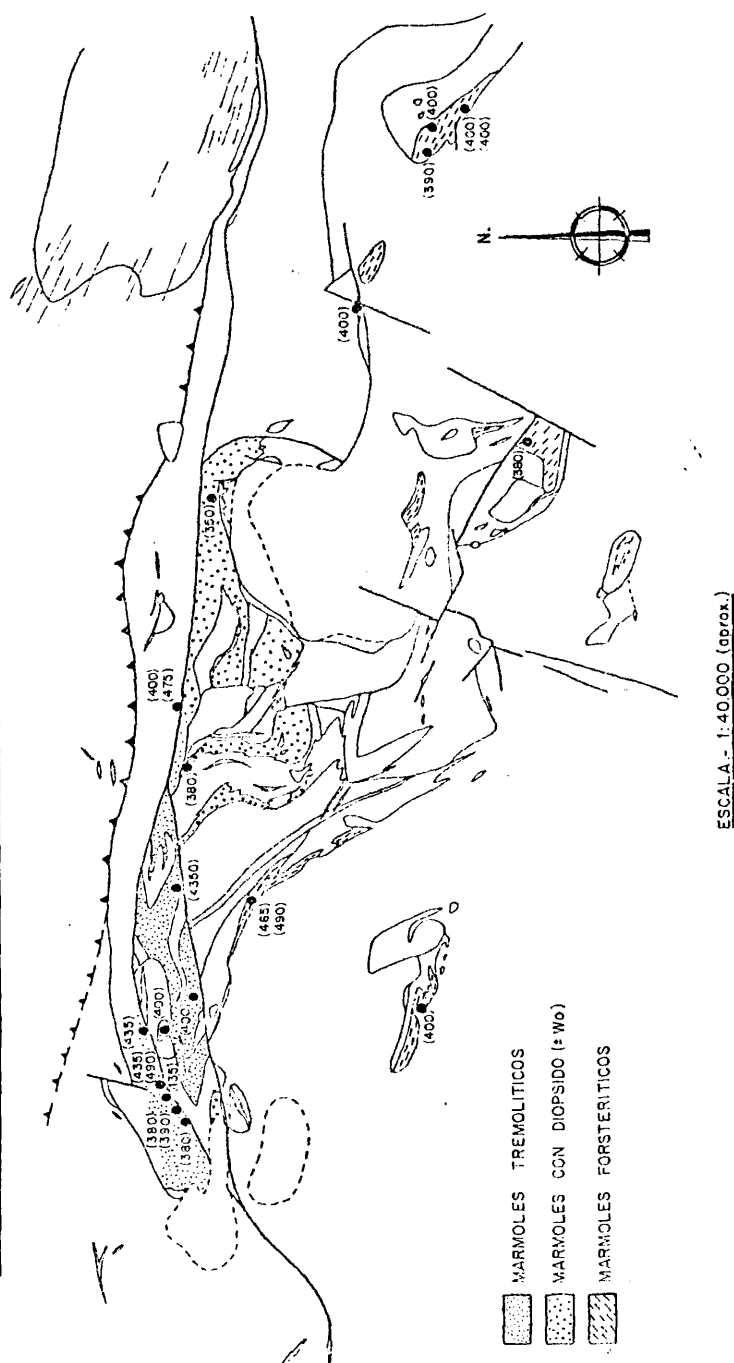
FIG. 38

llas con indicios claros de fenómenos de exolución.

Los resultados indican claramente que en los mármoles forsteríticos (los diopsídicos sólo tienen calcita) correspondientes al grado medio y alto del metamorfismo de contacto, ha tenido lugar un fuerte reajuste a baja temperatura (V. Apdo. anterior) con valores entre 380° y 490°C. En la zona de la tremolita el reajuste ha sido pequeño. Las temperaturas obtenidas, eliminados los valores extremos, varían entre 380° y 450°C. Teniendo en cuenta la existencia en esta zona de paragénesis isobáricas univariantes ($Cc + Do + Q + Tr$) y tomando 380°C como límite inferior de temperatura para esta zona durante el metamorfismo, se deduce en base a los diagramas $T - X_{CO_2}$ de SLAUGHTER et al. (1975) un mínimo para la presión litostática situado entre 0,5 - 1,0 Kb. A presiones más bajas la parte de dicha reacción univariante que interesa a nuestra zona (entre los puntos invariantes I y II, Fig. 33) se situaría a temperaturas más bajas. Asimismo, si se toman 450°C como un valor mínimo para el techo térmico de la zona de la tremolita, correspondiente al máximo de la reacción (6), la presión deducida se situaría también en el mismo intervalo anterior. Por otro lado, el intervalo de 380° a 450°C para la zona de la tremolita coincide bien con lo esperable en base a la relación topológica entre las dos reacciones límite, por lo que concluimos que el reajuste térmico en esta zona ha sido pequeño.

Sin duda, el reajuste en las demás zonas ha de relacionarse en buena parte con la circulación de fluidos acuosos, generadores del skarn de los mármoles calcíticos y de retromorfismo a fases hidratadas (serpentina, brucita, talco, etc.) en los tipos dolomíticos. Estos fluidos facilitarían la recristalización y redistribución catiónica (equilibrio homogéneo) en los carbonatos. De todo esto se deduce además que las texturas, de por sí, no son criterio absoluto de equilibrio entre carbonatos. También se explica algunas cristalizaciones poiquilíticas observadas, en las que la calcita, p. ej. engloba a los demás minerales de la paragénesis.

TEMPERATURAS EN BASE AL PAR CALCITA - DOLOMITA.



PIES DE PAGINA

- * Datos tomados de los Cuadros en "Short Course in Application of thermodynamics to Petrology and Ore Deposits".- H.J. Greenwood Editor. Miner. Assoc. of Canada, 1978.

4. SKARNS

4.1. El concepto de skarn. Orígenes históricos.

El término skarn significa en sueco minerales sin valor y era empleado el siglo pasado en la jerga de los mineros de Persberg para designar a las asociaciones de silicatos calcícos, de magnesio, de hierro y de manganeso, acompañantes de la mena magnetítica (KIEU DONG, 1969).

En el Diccionario de Términos Geológicos de la AGI (1976) figura la siguiente definición: "Skarn es el término empleado generalmente para designar a las rocas compuestas casi exclusivamente por silicatos calcícos derivadas de calizas y dolomías, que han experimentado una fuerte introducción de Si, Al, Fe, y Mg".

ZHARIKOV (1970) a su vez, recogiendo la opinión de la escuela soviética, explicita aún más el significado del término: "Los skarns son asociaciones de silicatos calco - magnésicos - ferruginosos y alúminosilicatos, formados en las zonas de alta temperatura de las aureolas de contacto de las intrusiones, por la interacción, favorecida por las disoluciones magmatogenéticas, entre rocas carbonatadas y un magma u otras rocas alúminosilicadas".

De las definiciones anteriores se deduce fácilmente que los skarns son formaciones metasomáticas desarrolladas en zonas térmicamente anómalas y que exigen la presencia inicial de intercalaciones ricas en Ca y/o Mg, principalmente mármoles y corneanas calcícas y disoluciones químicamente activas de procedencia magmática (metasomatismo de contacto o pirometasomatismo) o metamórfica. Este último caso se refiere a la interacción local entre mármoles y rocas pelíticas envolventes a través de los contactos y en presencia de una fase fluida intersticial. Este tipo de skarns llamados bimetasomáticos, se desarrolla predominantemente en zonas de grado medio y alto del metamorfismo regional (skarns mesoabisa

les y abisales en la terminología de ZHARIKOV, 1970) y localmente en la parte interna de las aureolas de contacto allí donde las rocas carbonatadas contactan con litologías diferentes. En este caso, la fase fluida que sirve de medio al transporte de componentes, puede ser en buena parte de procedencia externa, esto es magmatogenética, mientras que en las zonas de metamorfismo regional dicha fase es generalmente de origen exclusivamente interno al sistema formado por las litologías contactantes (agua cogenética + fluido metamórfico).

Pese a la amplitud de la definición del término skarn, existe entre los geólogos, principalmente los mineros, la tendencia a concretizarlo a aquellos casos de origen pirometasomático, en general poco profundos (menos de 4 Km.), en relación con cuerpos intrusivos epi y mesozonales y frecuentemente acompañados por menas metálicas de interés industrial.

Efectivamente, la presencia de un skarn de contacto suele ser sintomática de la existencia en mayor o menor grado de concentraciones de minerales importantes tales como magnetita, boratos (ludwigita, kotoita o vonsenita) sulfuros polimetálicos, wolframatos (scheelita) y molibdenatos. Realmente a excepción del Cr, Sb y Hg todos los metales pueden encontrarse en los skarns (SMIRNOV, 1976) lo que da una idea de la importancia no sólo científica sino también económica de este tipo de formaciones. Asimismo, es este aspecto el que explica el desarrollo histórico del concepto de skarn, así como el enorme esfuerzo, tanto experimental como teórico, realizado últimamente para interpretar la cinemática de unos procesos que en sí mismos son insignificantes a la escala de los fenómenos geológicos.

La investigación de los skarns ha ido siempre de la mano de la exploración de recursos y de la búsqueda de materias primas, desarrollándose principalmente en aquellos países donde se conjugaban la existencia de depósitos, con una fuerte iniciativa estatal o privada para su exploración y aprovechamiento; tal es el caso de la URSS, los Estados Unidos y el Japón.

En la Unión Soviética el estudio de los skarns se inicia después de la Revolución, al socaire de las nuevas exigencias del estado socialista. Se estudian antiguos depósitos y se descubren otros nuevos a la vez que se exploran los extensos territorios orientales: Urales, Caúcaso, Siberia y Asia Central.

Como resultado de estas investigaciones se desarrolla en la URSS una escuela de pensamiento muy dirigida hacia la creación de una teoría general sobre las disoluciones eskarnizantes en la que destacan figuras como A. Zhavaritskiy, KH. Abdullayev, P. Pilipenko, V.I. Smirnov, etc. Sin duda alguna esta sucesión culmina con DH. Korzinskii creador de toda una escuela de pensamiento internacional sobre la mecánica de los procesos metasomáticos. A él nos referiremos en varias ocasiones más adelante, ya que buena parte de sus trabajos resultan accesibles, aunque no siempre inteligibles, gracias a las traducciones que de ello se han hecho al inglés.

En los EE.UU. la investigación de los skarns se ve estimulada por las enormes concentraciones de scheelita que en ellos se encuentran. Casi todos los skarns se localizan en el Oeste, en las cordilleras costeras, en relación genética con el plutonismo calcoalcalino mesozoico. Destacan entre los pioneros de la etapa explorativa figuras como E. Larsen y A. Bateman. En la etapa siguiente interpretativa, teórico-experimental, sobresalen científicos como H.W. Burnham, H. Shaw y D.M. Kerrick.

Desgraciadamente, en el caso norteamericano, el carácter privado de las explotaciones ha dificultado notablemente la divulgación de información, por lo que asombrosamente los trabajos publicados sobre skarns de este país, son proporcionalmente escasos.

De esta manera, las dificultades lingüísticas (ruso o japonés) y la parquedad informativa explican el escaso conocimiento que en general tienen geólogos y mineros sobre estas formaciones y la falta de interés estatal en un estudio exhaustivo de las mismas.

4.2. Definiciones.

La terminología descriptiva que hemos empleado en este trabajo es la de ZHARIKOV (1970) es la que se emplea corrientemente, aunque con frecuencia existe cierto confucionismo respecto al significado de algunos términos. En las zonas mineras es normal la terminología con cierta carga genética. Tal es el caso de la empleada por los geólogos sudafricanos y que sintetiza OTTO (1977, p. 327 y siguientes).

Damos seguidamente una relación de definiciones empleadas en este trabajo.

Por su relación espacial respecto al contacto entre la roca intrusiva y el encajante metasedentario, se denomina endoskarn al skarn que se instala en la primera, recibiendo el nombre de exoskarn en el caso contrario.

Se llaman eskarnoides asociaciones minerales que siendo semejantes a las de los skarns, son el producto de la recristalización isoquímica en rocas de composición adecuada, principalmente margosas. En la terminología anglosajona es frecuente el término calc-silicate hornfels aplicado a estas litologías, que nos parece más adecuado para evitar connotaciones genéticas con los skarns. En este trabajo se ha empleado la traducción literal del término anglosajón, corneanas de silicatos cálcicos, para referirnos a los niveles finamente estratificados, formados por clinopiroxeno + feldespato potásico y/o plagioclasa, de procedencia margosa, intercalados en los dos tramos marmóreos, principalmente en el inferior calcítico.

En cuanto a la geometría pueden distinguirse tres tipos de skarns: frentes, que avanzan desde los contactos entre la roca intrusiva y el encajante en uno o ambos sentidos; capas, siguen los planos S_0 de estratificación; venas, según planos de fractura, fallas o diaclasas en rocas masivas, p. ej. granitos. Son típicamente infiltracionales.

Los skarns muestran dos características distintivas:

La zonación y la tendencia a la reducción progresiva en el número de minerales que integran cada zona. El tipo de zonación, esto es, la naturaleza de la sucesión paragenética, depende de una serie de variables: profundidad (P_L), temperatura, composición de la roca original y composición de la fase fluida percolante.

Estas variables al igual que sucede con la división del metamorfismo, permiten introducir el concepto de Facies metasomática, en los skarns, que ZHARIKOV (op.cit.) define como "el conjunto de rocas de la columna metasomática, producidas por la acción de las disoluciones en un determinado momento del ciclo hidrotermal a temperatura, presión, profundidad y roca madre definidas y en condiciones también definidas de movilidad de los componentes y actividades de los componentes perfectamente móviles en las disoluciones".

El desarrollo de una facies, conlleva generalmente la superposición retrógrada de otra de baja temperatura que constituye el llamado aposkarn. Este puede desarrollarse también independientemente, desplegando su propia sucesión zonal.

En base a la composición de la zona inicial se pueden distinguir tres tipos de skarns: los magnésicos, desarrollados sobre rocas carbonatadas ricas en Mg, dolomías y en menor proporción magnesitas. Son minerales característicos el olivino forsterítico, la espinela, el diopsido y la flogopita. Los skarns cálcicos se forman sobre mármoles calcíticos y presentan mineralogías dominadas por el granate grandítico, el clinopiroxeno, la escapolita, epidota, anfíbol, etc. Finalmente los skarns autorreaccionales son tipos poco frecuentes resultantes del metasomatismo cálcico de rocas ultrabásicas o gabroideas. Corresponden a las llamadas rodingitas.

Un término que emplearemos frecuentemente es el de periskarn, que se aplica a los endoskarns ricos en aluminio, formados por clinopiroxeno + feldespato y/o escapolita. Como veremos, en Rivera de Cala los periskarns están bien desarrollados sobre el

dioritoide.

4.3. Los skarns en Sierra Morena. Antecedentes.

STRAUSS (1970) denomina Zona Ferrífera del SW de la península, a la banda que con una longitud de unos 280 Km y una anchura de 20-60 Km discurre al norte de la Faja Pirítica y en la que son abundantes los yacimientos de hierro en forma de hematites, hematites + pirita y magnetita. En esta banda que comienza en la provincia de Sevilla y se extiende por el sur de la de Badajoz hasta el Alto Alentejo, se sitúa el anticlinorio Olivenza-Monesterio, provincia minera que ha sido objeto de continuos trabajos extractivos desde una remota antigüedad.

Se pueden distinguir en esta zona dos tipos de yacimientos: unos claramente epigenéticos en relación con los contactos entre los abundantes cuerpos intrusivos y los niveles carbonatados principalmente del Cámbrico Inferior (Skarns) y un segundo tipo, estratiformes, singenéticos, vinculados al vulcanismo supracalórico en el límite Cámbrico Inferior-Medio (STRAUSS, 1970, p. 220; DUPONT y VEGAS, 1978).

Desde cualquier punto de vista la controversia entre epigenetistas y singenetistas en torno a la génesis de los depósitos de Fe (magnetitas) de Sierra Morena, es una constante en los estudios realizados en esta zona, que por lo general, hasta hace pocos años, han estado fuertemente polarizados hacia los aspectos mineros, concediéndose poca importancia a las gangas silicatadas acompañantes.

En relación con los skarns hay dos zonas principales de desarrollo, la primera situada en torno del núcleo de Jerez de los Caballeros y la segunda en los alrededores del plutón de Santa Olalla de Cala.

En el primer caso son de interés los trabajos de DOETSCH (1967), FERNANDEZ BECERRIL (1968) y CUETO et al. (1971). Estos estudios de carácter exploratorio van dirigidos a la mena, principalmente magnetítica o como en el trabajo de Cueto et al. a la vonsenita que puede presentarse localmente en importantes concentraciones.

La segunda etapa en esta zona la inaugura el interesante estudio de FEBREL (1970) en el que se hace hincapié en consideraciones petrológicas y geológicas. Este autor es el primero en tratar con rigor el problema de la petrogénesis ígnea próxima al contacto así como el estudio del skarn silicatado en las minas de San Guillermo, el Colmenar y Santa Justa, junto al borde con el plutón de Brovales. Febrel concluye afirmando un origen epigenético (pneumatolítico de contacto) para el Fe magnetítico, culminación del ciclo hidrotermal que comienza con la precipitación de los silicatos del skarn a más alta temperatura. Sugiere no obstante, este autor, que parte del metal pueda haber sido removilizado por las intrusiones ígneas a partir de niveles primitivos sedimentarios.

Posteriormente, RUIZ (1975,1976) aborda el problema en un plano más extenso. La conclusión a la que llega esta autora, siempre en la zona de Jerez de los Caballeros, es que con la excepción de la mina Bilbaina, singenética, en los otros yacimientos la sucesión temporal deducida del estudio detallado textural y estructural es la típica de un skarn, con una formación temprana de hedembergita + andradita a una temperatura superior a los 500°C (Fase Silicatada), seguida a temperatura más baja por la Fase Ferrífera en la que precipita la magnetita acompañada por la hornblenda. Finalmente la actividad hidrotermal por debajo de los 300°C es la responsable de la formación de los sulfuros: pirita, pirrotina, etc. (Fase Sulfurada).

R. VICENTE (1975) aporta el primer estudio detallado del skarn silicatado en la mina del Colmenar, abordándolo en términos de la movilidad relativa de los distintos componentes y desarrollo zo-

nal.

En el área de Santa Olalla, los trabajos en relación con los skarns y mineralizaciones asociadas, son también numerosos, concretándose a las minas de Cala y el Teuler.

VAZQUEZ GUZMAN (1968 a,b) pone de manifiesto el carácter de skarn de ambos yacimientos situados en el contacto del mármol cámbrico con el pequeño asomo granítico de Cala y el plutón de Santa Olalla respectivamente. En el trabajo no se aporta un estudio paragenético del skarn silicatado, limitándose a la enumeración de los minerales principales que forman la ganga. Al igual que en otros trabajos en este área, el objetivo principal es el minero, esto es, la búsqueda de claves para futuras prospecciones. Este autor rechaza de plano un origen singenético para el hierro.

En un trabajo posterior FERNANDEZ POMPA y VAZQUEZ GUZMAN (1976) incluyen definitivamente Teuler y Cala en la categoría de skarns en los que distinguen las tres fases características de los depósitos metasomáticos de contacto, esto es la silicatada (granditas, piroxenos, actinolita, escapolita, epidota, etc.), la oxidante con precipitación de óxidos de hierro y la sulfurada. En este trabajo los autores se inclinan por los puntos de vista de Febrel sobre el origen sedimentario-removilizado del hierro.

DOETSCH y ROMERO (1973) vuelven a centrarse en el estudio de la mena de Cala, concluyendo que es el resultado de la superposición de procesos hidrotermales sobre una base singenética sedimentaria.

En esta misma línea CALVO (1977) desarrolla un estudio en profundidad sobre la mineralización de Cala. La ganga silicatada vuelve a ser abordada de manera genérica, ya que la parte central del trabajo va encaminada al desarrollo de un modelo termodinámico compatible con la precipitación de magnetita primaria en un medio sedimentario.

Como hemos podido comprobar, a excepción del trabajo R. VICENTE (1975) y en parte el de FEBREL (1970), la parte silicatada del

skarn, con mucho la más significativa volumétricamente e incluso de cara a la obtención de claves mineras, ha sido tratada de una forma superficial, limitándose a simples enumeraciones de los minerales observados.

Es necesario esperar al trabajo de VELASCO ROLDAN (1976 a,b) en el que se lleva a cabo el primer estudio moderno sobre la petrogénesis del skarn abordándolo en todas las etapas de su desarrollo, desde la silicatada de la se exponen en detalle su mineralogía, tipos de zonación, cinemática de crecimiento, etc., hasta la hidrotermal, aportando así un copioso documento petrológico y metalogenético. La investigación se centra también en las minas de Cala y Teuler extendiéndose hacia el este para tocar otros aspectos del metasomatismo y metamorfismo de contacto en la zona del Real de la Jara.

Recientemente CASQUET y VELASCO (1978) han expuesto una visión sintética de los skarns en torno del Complejo Plutónico de Santa Olalla. De ella se deduce un modelo unificado de evolución petrogenética en la que los yacimientos magnetíticos se interpretan en la línea de Febrel y Vázquez Guzmán como productos finales de una actividad pneumatolítica-hidrotermal prolongada en relación con la cristalización de las rocas plutónicas.

Al final de este trabajo consideraremos un posible modelo para la procedencia de los fluidos escarnizantes en Rivera de Cala.

4.4. Los skarns en Rivera de Cala.

4.4.1. Aspectos generales.

En Rivera de Cala los skarns alcanzan un desarrollo volumétrico excepcional a diferencia de otras áreas de esta provincia petrográfica-metalogenética.

Los skarns varían en tamaño desde centimétricos a kilométricos y se forman predominantemente en relación con los mármoles calcí-

139



FIG. 40.-Cristal de Wollastonita, producto del metamorfismo de contacto en los mármoles cálcicos de Aguablanca, atrapado por blastos de granate pertenecientes al skarn.
ILM 58642 NX x 40

FIG. 41.- Skarn de tipo capa, peneconcordante con la estratificación, en el mármol cálcico de Aguablanca. La mayor parte del skarn es granatita en la que se distinguen (parte superior) alineaciones de cavidades.

FIG. 41.- Relleno de cristales idiomorfos de epidota, con calcita y cuarzo intersticiales, en una cavidad drusiforme de la granatita,

FIG. 43.- Crecimientos orientados de wollastonita, en un exoskarn de alta temperatura de Wo + Cpx, probablemente resultado del reemplazamiento de delgadas intercalaciones mármoreas. Junto al Km. 460,5 de la carretera de Mérida a Sevilla.

ticos de Aguablanca así como sobre otras litologías originalmente ricas en Ca (corneanas cálcicas, y dioritoides) o pobres en el (granitos de Almendral y Helechoso). Son mayoritariamente skarns cálcicos con una mineralogía dominada por la presencia de granate grandítico, clinopiroxeno y escapolita. Localmente se encuentran pequeños skarns magnésicos desarrollados sobre el tramo dolomítico, aunque volumétricamente son insignificantes. La mineralogía dominante es Cpx (a veces anfibol) + espinela.

A excepción de los dioritoides, ninguna otra roca del P.P.S.O. (tonalitas) o del stock de Aguablanca, muestra transformación en endoskarn siendo los contactos con las zonas eskarnizadas netos en todos los casos observados. Así los gabro-noritas cúmulo del borde NW del stock de Aguablanca cortan bruscamente (el contacto se ve en varios puntos) no sólo al dioritoide, sino también al periskarn ($\text{Cpx} + \text{Escap} \pm \text{Plag}$) que sobre el se desarrolla. Los gabros parecen pues intrusivos en estas rocas, llegando incluso a contactar con la zona granatítica más interna. Igualmente aquí el contacto es neto.

Por el contrario se observa que las asociaciones del skarn se desarrollan por reemplazamiento parcial o total de las paragénesis de metamorfismo de contacto. Así en los mármoles, la granatización comienza con el reemplazamiento intergranular de los cristales granoblásticos del carbonato (Fig. 37). En otros casos se forman idioblastos de granate en alineaciones o sartas siguiendo nivelillos impuros y atrapando cristales previos de clinopiroxeno y wollastonita, (Fig. 40). El proceso culmina en la coalescencia de los blastos para formar masas mono o biminerales.

Asimismo, la escapolita avanza por reemplazamiento de los feldespatos en la corneana cálcica o el dioritoide. En todos los casos observados el crecimiento postdata al de las asociaciones de metamorfismo de contacto.

La zonación metasomática está generalmente bien desarrollada y se hace más perfecta cuanto menor es el tamaño del skarn. Así las columnas metasomáticas sobre las que hemos apoyado el es-

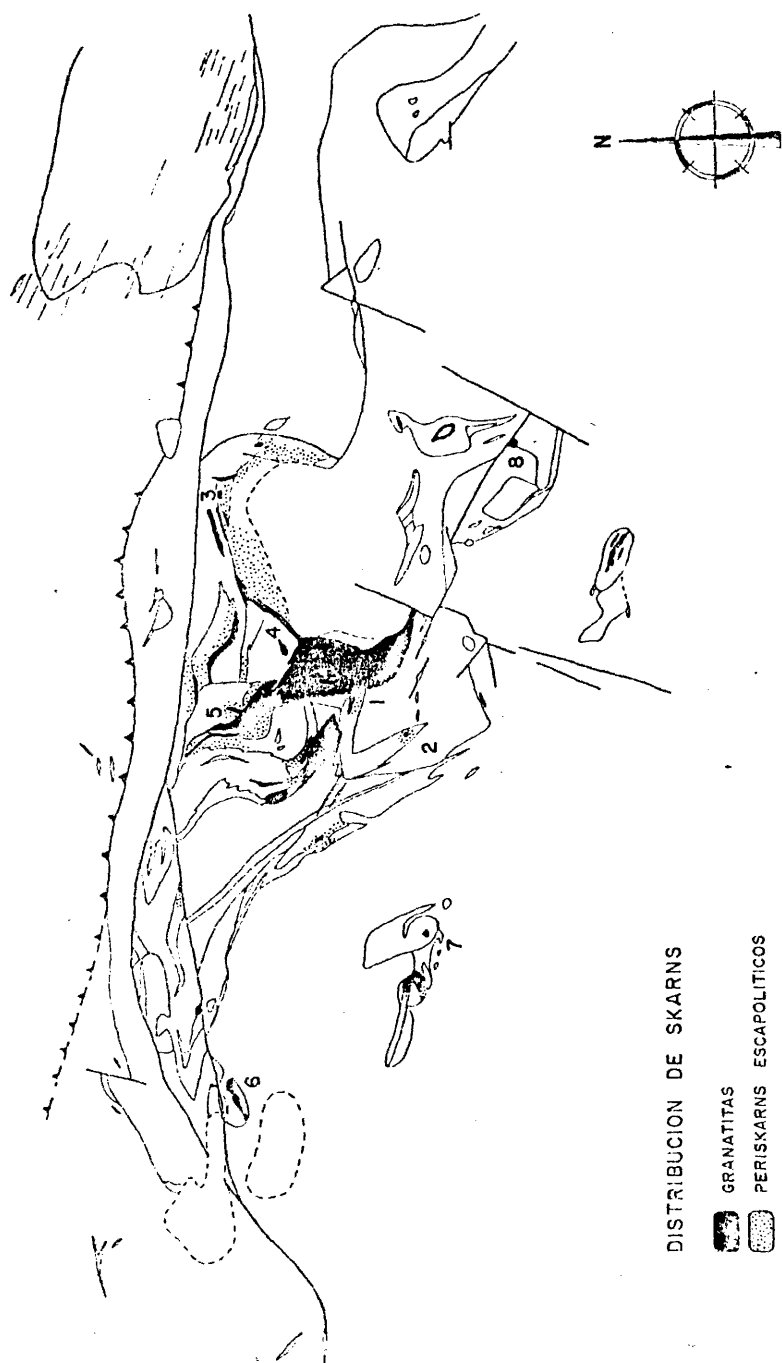


FIG. 44

tudio cinemático del skarn (Apdo. 4.8.) se basan en cuerpos pequeños centimétricos o métricos donde ésta puede observarse con facilidad.

En la Fig. 44 se aprecia bien la zonación a gran escala. Hemos representado las masas granatíticas características en Rivera de Cala y que con una paragénesis mono o bi-mineralítica ($\text{Gr} \pm \text{Cpx}$) forman la (s) zona (s) más internas en los diversos tipos de skarn. Se incluye también la distribución de zonas afectadas por la escapolitización.

La irregularidad en la zonación a gran escala es el resultado lógico de las anisotropías hidrológicas que un medio tan heterogéneo, con fuertes contrastes litológicos y estructurales, ofrece al paso de las disoluciones infiltrantes. Por otro lado, así como las masas granatíticas son fácilmente distinguibles sobre el terreno, el periskarn escapolítico, generalmente granoblástico, presenta más dificultades a excepción de aquellas zonas donde el metasomatismo va acompañado por una fuerte modificación textural de la roca inicial (p. ej. crecimientos radiados). Pese a esto, la Fig. 44 es muy ilustrativa y sirve de introducción al problema general.

4.4.2. Tipos de skarn.

En nuestra zona hemos distinguido los siguientes tipos de skarns:

a) Exoskarns de tipo capa predominantemente, o vena, en mármoles y corneanas calcícas. Se desarrollan según S_0 o fracturas oblicuas (Fig. 45); a veces siguen planos de crucero paralelos a la superficie axial de antiguos pliegues. Estos skarns terminan hacia los lados por acuñamiento o se dicotoman en varias capas lentculares menos potentes (Figs. 45 y 60). Se observan bien en la zona del Cerro de Aguablanca.

1444



FIG. 45.- Panorámica de la ladera izquierda del Rivera de Cala al S del Cerro de Aguablanca (Pto.1, Fig. 44). Se aprecia bien la estructura del skarn, en capas que se adelgazan lateralmente. El contacto oriental es con las gabronoritas cúmulo del stock de Aguablanca.

FIG. 46.- Crecimientos orientados de wollastonita en exoskarn cálcico junto al Km. 460,5 de la carretera de Mérida a Sevilla. El reemplazamiento y fuerte recrystalización de la roca no ha borrado la primitiva estratificación, marcada por sartas oscuras de clinopiroxenos. Asimismo, se conservan detalles estructurales como micropliegues centimétricos.

b) Skarns tipo frente. Se forman en el contacto entre la F carbonatada y el dioritoide en el borde NW del stock de Agua-blanca. Consisten en un exoskarn y un endoskarn adosados y corresponde al tipo de skarns compensados en la terminología de ZHARIKOV (1970).

c) Endoskarns tipo vena. Se han observado exclusivamente en los granitos félsicos de Helechoso y en menor proporción el de Al-mendral. Fosilizan una red antigua de diaclasado, (Figs. 61 y 62). Este tipo de skarns muestra delicados zonados.

d) Endoskarns de tipo "plug" o chimenea. Se caracterizan por una geometría de zonas concéntricas. Se han observado sólo sobre los dioritoides en la ladera sur de Santa Marta.

Los escasos skarns magnésicos observados son de tipo frente y se concretan al contacto inmediato con la roca plutónica, principalmente los gabros del stock de Aguablanca, en los mármoles dolomíticos. Se observan bien junto a Garrenchosa, (Punto 8, Fig. 44).

4.4.3. Sucesiones zonales en skarns cálcicos.

4.4.3.1. Exoskarns tipo capa o vena.

Tipo 1.

Este tipo se observa bien junto al cauce de la Rivera de Ca-la en la zona comprendida entre las cotas de Santa Marta y Aguablanca, (Fig. 45).

La sucesión zonal observada en un punto (Fig. 41) es:

a	b	c	d	
mármol	Cpx	Cpx	Gran	C. metasomática 1
		+		
		Gran		

En esta columna puede haber recurrencias de la zona d entre la a y la b. En este caso el tránsito es gradual.

El granate avanza sobre el mármol reemplazando a los cristales del carbonato a lo largo de los espacios intergranulares dando una textura reticular que se hace tanto más densa cuanto más próxima a la zona granatítica monomineral, (Fig. 37).

La zona del Cpx es una masa granoblástica de grano fino con algo de calcita intersticial y esfena. El tránsito a la zona del granate se hace mediante una delgada banda de coexistencia (zona c) de ambos minerales, aunque el granate es progresivo sobre el clinopiroxeno, lo que se refleja en texturas intersticiales y en los bordes corroídos del piroxeno.

La zona d es una masa monomineral de gruesos idióblastos (hasta 3-4 cms.) de granates con abundantes cavidades alargadas, tipo geoda, paralelas a la S_0 primitiva. Estas cavidades que pueden ser abundantes están tapizadas por las caras de los granates marcadamente idiomorfas y pueden estar vacías o contener rellenos de baja temperatura (apokarns) de epidota en cristales perfectos, a veces de 1-2 cm. de tamaño, con calcita y cuarzo intersticiales (Fig. 42). En relación con estos rellenos el granate se altera según grietas o direcciones paralelas al borde del cristal (zonado) a una asociación de $Ep \pm Calc \pm Q$. A veces se aprecian fisurillas tardías rellenas por $Calc + Q$. En relación con estos procesos secundarios hemos encontrado concentraciones de magnetita algo martitizada ($Mt + Ep + Q/Act$ accesoria). La magnetita es ligeramente posterior a la formación del apokarn.

Una variante de esta columna se observa en el exokarn junto al Km. 460,5 de la carretera de Mérida - Sevilla (Punto 6, Fig. 44;

148



FIG. 47.- Exoskarn cálcico en la carretera de Mérida a Sevilla, constituido por recurrencias de bandas granatíticas (oscuras) y wollastóníticas (claras). En estas últimas la wollastonita forma crecimientos orientados con frecuencia normales a S_0 . La zona del granate va precedida por idióblastos dispersos de este mineral que reemplazan a la wollastonita.

FIG. 48.- Relleno aposkarn de $Ep + Q +$ sulfuros, en cavidades de venas pegmatoides, en un skarn alcalino de las subfacies FK (microclina) + Cpx. El FK anubarrado, se distingue en el borde inferior y superior derecho de la foto.
ILM 62655 N// x 40

FIG. 49.- Granate avanzando por reemplazamiento de un periskarn escapolítico ILM 58631 NX x 40

FIG. 50.- Cavity drusiforme en granatita, rellena con calcita, epidota (también en fisuras del granate y trazas de albíta. ILM 59304 NX x 40

v. Mapa Toponímico). Aquí, en el inmediato contacto con la tonalita del P.P.S.O. se desarrollan, frente a la zona del granate, anchas zonas de wollastonita + clinopiroxeno, probablemente reemplazando a primitivas intercalaciones carbonatadas. La wollastonita da espectaculares crecimientos orientados, perpendiculares o paralelos a S_0 (Fig. 43). Esta última la marcan sartas de cristales de clinopiroxeno y se conservan detalles estructurales tales como microplegamiento (Fig. 46). Normalmente se observa una fuerte retrogradación a calcita + cuarzo que rellenan los espacios intersticiales entre los prismas de wollastonita. Algunos calcifiros o masas espáticas de calcita con el clinopiroxeno marcando la primitiva estratificación, pueden observarse en relación con esta zona.

La zona del granate avanza sobre la de la wollastonita y va precedida por idióblastos dispersos de granate discordantes sobre los prismas de wollastonita (Fig. 47). Se observa frecuentemente recurrencias de las dos zonas descritas (Fig. 47).

Tipo 2.

A unos 200 m. al SE del Cortijo de Aguablanca hay también exoskarns de tipo capa siguiendo los contactos entre intercalaciones fuertemente boudinadas de corneanas cálcicas y el mármol calcítico. La zonación comienza con sendas capas granatíticas a ambos lados de la intercalación, que avanzan sobre el mármol (Calc + Cpx + Q / Plag acc.) mediante una delgada interfase de penetración intergranular, de 1 cm. de anchura. La zona granatítica masiva la forman un mosaico de granillos euédrales de granate con Calc + Cpx intersticiales.

La parte interna de la corneana cálcica es compleja. Muestra una red anastomosada de venas granudas de reemplazamiento, que limitan fragmentos no girados de un hornfel de grano fino (0,1 mm.). Los contactos son rápidos pero difusos. Las venas las forma una asociación de microclina + Cpx incoloro, mientras que

el hornfel es un agregado de Cpx incoloro + Plg (albita anubarrada) + opacos. El feldespato potásico de las venas avanza hacia los enclaves generando texturas de reemplazamiento.

De forma desigual se superpone un aposkarn que se instala principalmente sobre la zona granatítica y el contacto interno de la misma (neto) con la corneana cálcica. La asociación característica es $Ep + Q + Anf$ verde (Act) + FK + Esf + Sulf + Calc. En las venas granudas, $Ep + Q + Calc$ (acc.) forman rellenos de pequeñas cavidades entre los granos de microclina (Fig. 48). La epidota, rellena fisurillas en las venas y el hornfel, que conllevan en su proximidad una intensa uralitización del clinopiroxeno con liberación de abundante esfena, a veces con núcleos de rutilo. En el hornfel de grano fino el diaclasado premetasomático está cicatrizado por crecimientos asbestiformes de anfíbol. Los sulfuros son granos idiomorfos de pirita con trazas de calcopirita.

La zonación de alta temperatura parece pues reducirse a una sucesión del tipo:

a	b	c	
	Gran	Cpx	
	+		
mármol	Cpx	+	(corneana cálcica) C. metasomática 2
	+	Plag	
	Calc		

sobre ésta se superpone la feldespatización irregular, sin que el par $Gr + Cpx$ deje de ser estable y a ésta sigue la implantación del aposkarn a baja temperatura.

Fenómenos semejantes se observan localmente en la zona del Cerro de Aguablanca, entre las abundantes intercalaciones fuertemente deformadas de corneanas cálcicas y los mármoles con wollastonita.

La Fig. 51 corresponde a un corte transversal de una de estas capas competentes con un espesor de unos 10 cms. aproximada-

152



FIG. 51.- Intercalación decimétrica en el mármol calcítico de Aguablanca, con buen desarrollo de un zonado metasomático que se manifiesta tanto en la mineralogía como en las texturas. Ver el texto para explicación.

mente.

Desde el mármol ($\text{Calc} + \text{Wo} + \text{Cpx} + \text{FK}$) hacia el interior, se observa la zonación siguiente: En primer lugar una delgada zona de $\text{Gr} + \text{Cpx}$ muy continua, con un espesor medio de 1-1,5 cm. Su contacto con el mármol es neto, aunque puede ir precedido por algunos porfidoblastos dispersos de granate (menos de 3 mm.). Dentro de esta zona se distinguen dos subzonas: La primera, hacia el mármol, contiene restos de calcita y de wollastonita fuertemente transformada a $\text{Calc} + \text{Q}$. La segunda contiene inclusiones de albita en grano muy fino, así como granos de esfena. El contacto entre ambas señala la posición del primitivo límite litológico entre el mármol y la corneana cálcica y sugiere que el granate ha avanzado simétricamente en ambos sentidos.

La siguiente zona, también muy continua la forma una asociación de Cpx incoloro + albita ($\text{An } 7-11$) con abundante esfena en crecimientos orientados perpendicularmente al límite de zonas. Hacia el borde interno la albita está muy anubarrada.

La parte interna de la intercalación, al igual que en el ejemplo precedente, es compleja, difuminándose la zonalidad. Esto se debe a la existencia de venas granudas de grano medio a grueso, que reticulan la roca consistente en un hornfel de grano fino constituido por Cpx incoloro + Plag ($\text{An } 20$ aprox.) con esfena accesoria. Las venas son de microclina perfitica + Cpx incoloro, también con abundante esfena. Es frecuente que los granos de feldespato potásico muestren ribetillos de albita probablemente exuelta. Los piroxenos son pegmatoides con tamaños de hasta 1 cm. y subhedrales. El feldespato avanza sobre la plagioclasa reemplazándola a veces totalmente. Es de destacar la presencia de "parches" más oscuros, visibles en la Fig. 51 desarrollados tanto sobre la corneana no feldespatizada como sobre las venas granudas. En ellas, el clinopiroxeno adquiere un color verde intenso, con los núcleos incoloros. Ambos procesos, feldespatización y enriquecimiento en hierro no coinciden necesariamente en el espacio aunque se circunscriben al interior de la intercalación. La fel-

despatización puede llegar a tocar a la zona granatítica reemplazando a la albita de la zona adyacente.

La sucesión de fenómenos parece pues:

1) Zonación del tipo

a	b	c	d	
mármol	Gran +	Cpx inc. +	Cpx inc. +	(c. cálcica) C. metasomática 3
	Cpx	Plag (Ab)	Plag (An 20)	

2) Feldespatización según venas y concentraciones locales en hierro. No llega a producirse aposkarn.

Tipo 3.

Los dos ejemplos anteriores corresponden a exoskarns emplazados según los contactos entre los mármoles y las corneanas cálcicas, y en los que se desarrollan sobre éstas últimas periskarns con un feldespatito alcalino.

El exoskarn más generalizado en Rivera de Cala se caracteriza por el desarrollo de anchos periskarns escapolíticos sobre las corneanas, lo que permite el establecimiento de una zoneografía a la que ya hemos hecho alusión más arriba (Fig. 44). Este tipo de zonación se ve bien en la colina junto al Cortijo de Aguablanca (Fig. 52).

La zonación corriente sobre la corneana cálcica es del tipo:

a	b	c	
	Escap	Gran	
c. cálcica	+	+	C. metasomática 4
(Cpx + Pl y/o FK)	Cpx	Cpx	

Esta sucesión se continúa en el mármol con la columna 1, siendo

ambas complementarias.

El primer hecho destacable es el fuerte control estructural, principalmente de la estratificación primitiva y que se refleja a gran escala (Fig. 44 y 60) en su tendencia a seguir las intercalaciones de corneanas cálcicas.

El contacto de la zona b con la corneana es en todos los casos difuso y se caracteriza por el progresivo reemplazamiento de la plagioclasa por los blastos de escapolita, proceso que sigue fisurillas o direcciones cristalográficas.

La escapolitización puede ser de dos tipos: a) homogénea, en cuyo caso las rocas resultantes son pórfido o granoblásticas en las partes distales de la zona b y muestran crecimientos fuertemente orientados de prismas idióblásticos junto a la zona c. En ambos casos la estratificación primitiva, marcada por sartas de clinopiroxenos, junto con sus estructuras (micropliegues, microfallas, etc.), queda perfectamente conservada en la roca transformada. Los crecimientos orientados generalmente son perpendiculares al zonado y por ello, con frecuencia, a la estratificación primitiva, aunque también la hay paralela a esta última. b) Heterogénea. En este caso la escapolitización se hace según venas discordantes que con frecuencia se enlazan confiriendo a la roca una estructura de aspecto agmatítico. El grano fino de la corneana cálcica contrasta con la textura pegmatoide de las venas. La escapolita avanza por reemplazamiento desde los bordes hacia el interior.

La mineralogía de la zona de la escapolita es simple: Cpx verde + Escap, a veces con algo de esfena y apatito accesorios.

La zona del granate (c) avanza detrás de la de la escapolita. En el caso de los reemplazamientos homogéneos, la granatita va precedida por blastos dispersos de este mineral, a veces de varios centímetros e idiomorfos, que crecen discordantemente sobre los prismas orientados de escapolita, que queda como restos esqueléticos con continuidad óptica dentro de los cristales de granate (Fig. 49).

CORTE ESQUEMATICO JUNTO AL CTJO. DE AGUABLANCA

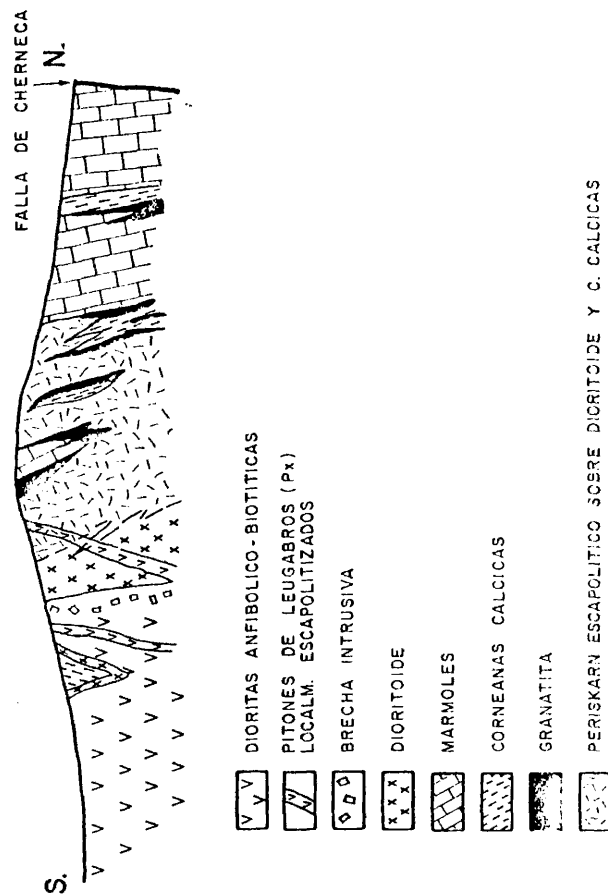
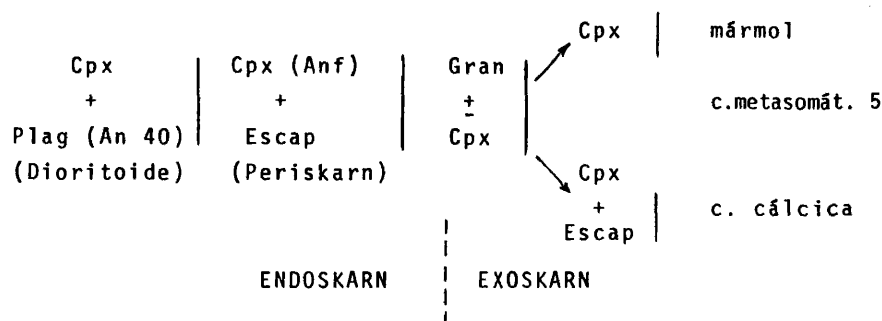


FIG. 52

Al igual que en otras columnas, la zona del granate sobre c. cal-
cíticas es bimineral, con Gran + Cpx, pero a diferencia de los
reemplazamientos sobre mármol, la proporción de cavidades drusifor-
mes es escasa, con rellenos de Calc + Czo/Ep y trazas de plagio-
clasa anubarrada (Fig. 50). Se ven también venillas tardías con
prehenita + calcita. El FK en el aposkarn, es escaso en estos
skarns escapolíticos aunque localmente, como en la carretera de
Mérida, directamente a techo de la tonalita del P.P.S.O., puede
ser abundante en asociación con Ep + Q + Anf verde (Act.).

4.4.3.2. Skarns tipo frente.

Sólo los hemos observado en el borde NW y N del stock de
Aguablanca, donde tiene lugar el desarrollo de un endoskarn esca-
político (periskarn) sobre el dioritoide, con trazado irregular,
pero esencialmente paralelo al contacto con la roca encajante
(Fig. 44). En ésta última el skarn se continua en una columna de
tipo 1 sobre mármol o de tipo 3 sobre la c. cálcica, de tal for-
ma, que se pone de manifiesto cierta simetría respecto al antiguo
contacto ígneo. La sucesión zonal es:



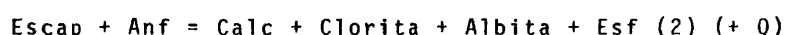
El endoskarn avanza con un frente difuso sobre el dioritoide piro

xénico y al parecer neto sobre los tipos anfibólicos. La escapolita reemplaza a la plagioclasa que en la zona distal se conserva como restos corroídos, generalmente muy sericitizados, (Fig. 53). La roca resultante, es un agregado granoblástico de grano grueso de Cpx verde + Escap que hereda las heterogeneidades del dioritoide inicial, que se reflejan en los tamaños variables de fino a grueso de los cristales de Cpx.

En la parte interna de la zona de la escapolita, la transformación mineralógica va acompañada de una profunda modificación textural, con desarrollo de crecimientos radiados de los prismas escapolíticos que confieren a la roca una estructura en rosetas muy características, (Fig. 54). Hemos podido observar dos tipos, uno piroxénico y otro anfibólico. En el primer caso el clinopiroxeno verde es anhedral, con los contornos corroídos por la escapolita. En las cavidades entre prismas hay rellenos de Calc + albita y prismas de anfíbol verde procedentes de la transformación del clinopiroxeno. En el segundo tipo, el anfíbol verde forma grandes idióblastos orientados junto con la escapolita intersticial. Las cavidades se rellenan de Q + Calc y en ellas "flotan" también prismas de anfíbol. Este está variablemente pseudomorfizado a Calc + albita. La escapolita, a su vez, se transforma en calcita y concentraciones globulosas de clorita con texturas radiales (Fig. 55), que siguen grietas y planos cristalográficos.

La nucleación de clorita en relación con la escapolita la hemos observado en otros puntos y debe de resultar de la destrucción simultánea de Escap + Anf combinada con la escasa movilidad del aluminio aportado principalmente por el primer mineral.

La transformación de bajo grado de estos periskarns escapolíticos parece pues seguir el esquema reaccional siguiente:



En toda la zona de la escapolita abunda la esfena y el apatito.

La zona del granate avanza ligeramente, en algunos puntos,

160

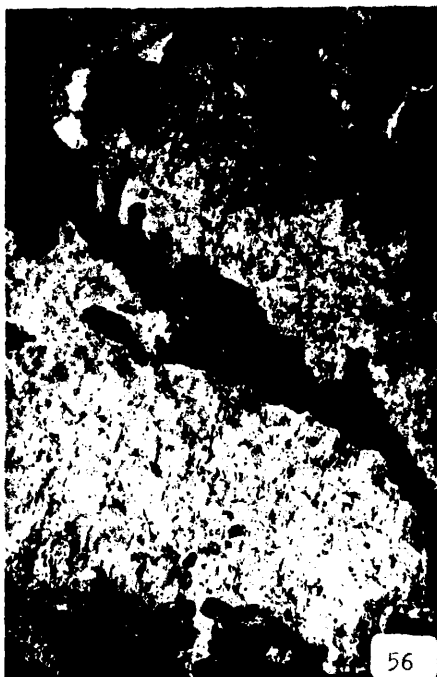
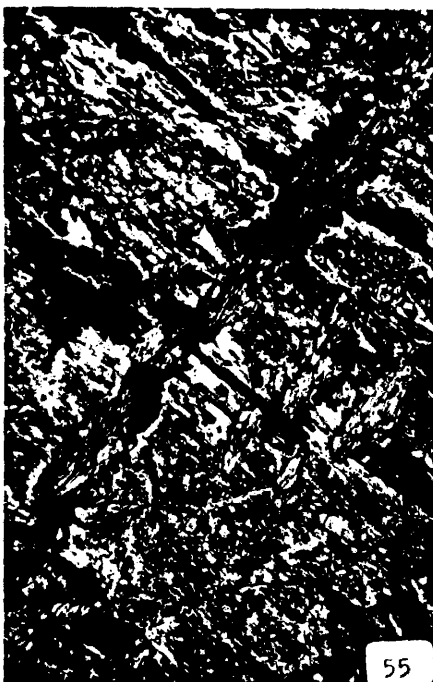
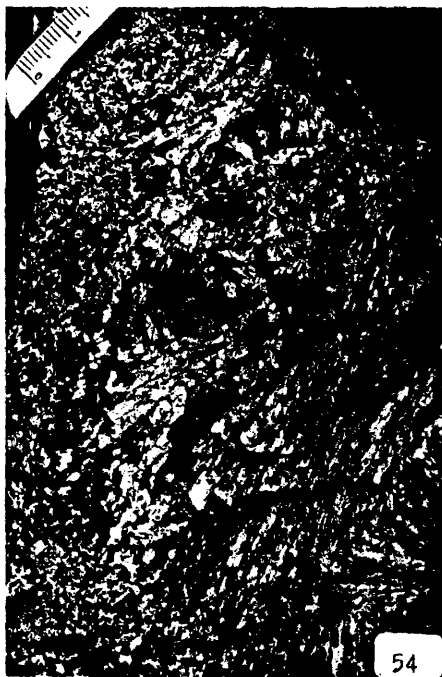
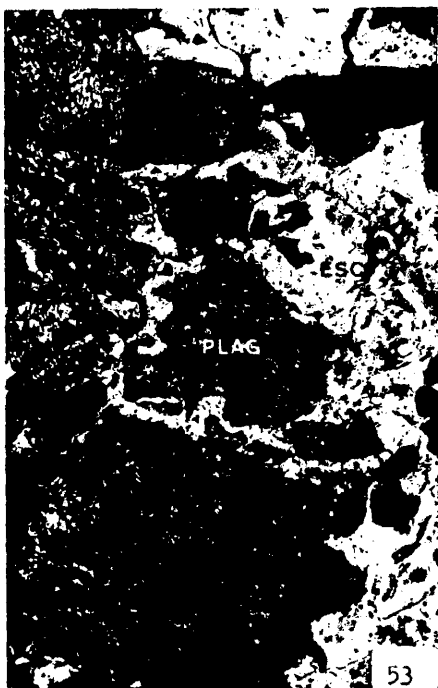


FIG. 53.- Avance del periskarn escapolítico sobre el dioritoide por reemplazamiento de la plagioclasa, que se conserva con carácter relicto, muy sericitizada y anubarrada. N. del stock de Aguablanca. ILM 63410 NX x 100.

FIG. 54.- Crecimientos radiales de escapolita en la parte más interna del periskarn (Escap + Cpx) sobre dioritoide. Al O. del Cortijo de Aguablanca.

FIG. 55.- Cristalización de clorita en planos de exfoliación de escapolita. zona de crecimientos orientados en periskarn (Anf + Escap) sobre dioritoide al O. del Cortijo de Aguablanca. ILM 59305 NX x 40

FIG. 56.- Avance de la zona del granate por reemplazamiento intergranular o según fisuras en las venas de endoskarn del granito de Helechoso. En este caso el cristal claro es de plagioclasa, localmente muy sericitizada. ILM 58613 NX x 100

sobre el endoskarn escapolítico, aunque mayoritariamente se restringe al exoskarn.

4.4.3.3. Endoskarns tipo "plug".

Dos buenos ejemplos se observan sobre el dioritoide de la ladera meridional del Santa Marta. El primero (Pto. 1; Fig. 59) junto a la cima, tiene unos 2 m. aproximadamente de diámetro, mientras que el segundo (Pto. 2) de fácil observación, se encuentra junto al antiguo camino que va de la carretera general Mérida - Sevilla (Km.461,7 antiguo) al pueblo del Real de la Jara y tiene unos 15 m. de diámetro.

Muestran morfología groseramente circular o algo lenticular. La sucesión zonal es semejante a la de los exoskarns sobre c. cálcicas o endoskarns tipo frente, esto es

a	b	c	d	e	
Cpx / o Anf	Escap		Gran		
+	+	Cpx	+	Gran	c. metasmática 6
Plag	Cpx		Cpx		
(dioritoide)					

La zona b es discontinua. Asimismo, la zona c, con una anchura de 2-4 cm. la hemos distinguido sólo en el Pto. 1 (Fig. 59). La zona b, al igual que lo visto anteriormente, se hace más heterogénea hacia el interior donde predominan los pegmatoides heterométricos y frecuentemente orientados. La granatitización avanza siguiendo precisamente estas zonas más heterogéneas. La zona interna es una granatita con cristales de hasta 5 cm. (Fig. 59 con algunas cavidades).

103



FIG. 57.- Vaina de brecha intrusiva en un pitón diorítico.

FIG. 58.- Corneanas detríticas "fluidificadas". En el cauce del Rivera de Cala.

FIG. 59.- Endoskarn de tipo "plug" en Santa Marta. Se distinguen las siguientes zonas: aposkarn sobre el dioritoide; c) zona del Cpx; d) zona de Cpx + Gran; e) zona del granate.

FIG. 60.- Reemplazamiento paralelo a S_0 de corneanas cálcicas por un skarn granatítico (Gran + Cpx). Arroyo de Tenebreras.

Los fenómenos de aposkarn son muy intensos. Se localizan preferentemente entre las zonas b y c, como reemplazamientos, fisurillas o rellenos de cavidades. La asociación observada es $\text{Ep} + \text{Anf verde (uralita)} \pm \text{Calc} \pm (\text{albita})$. Se conserva la esfena como mineral inerte y en las cavidades puede formar cristales de gran tamaño junto a la epidota, (Fig. 71).

En el Pto. 1 el aposkarn está muy bien definido, (Fig. 59). La transformación avanza por reemplazamiento de la escapolita ($\text{Ep} + \text{Q} \pm \text{Calc}$) y uralitización del clinopiroxeno a partir de la interfase b-c. El frente uralítico va por delante del epidótico. La resultante final es una roca granuda formada por $\text{Ep} + \text{uralita} + \text{Q}$ con esfena accesoria.

Finalmente, y con desarrollo muy local hay una feldespatización en venillas de $\text{FK} \pm \text{Calc} \pm \text{albita}$ o reemplazamientos de la escapolita. Aparentemente hay equilibrio con el anfíbol actinolítico.

En estos skarns no hemos observado sulfuros.

4.4.3.4. Endoskarns tipo vena.

Son los más espectaculares, pues se desarrollan sobre rocas félsicas, granitos de Helechos (Pto. 5) o de Almendral (Pto. 7), siguiendo redes de fractura (Figs. 61 y 62) y en menor proporción a lo largo de los contactos con la roca encajante.

En Helechos el skarn se localiza junto al contacto sur y se desarrolla, por lo tanto, sobre la vaina porfídica del borde (V. Apdo. 2.3.2.1.3.).

La presencia de diferentes generaciones de venillas metasomáticas y de relleno, que se cortan entre sí, permite seguir la evolución temporal del skarn.

Las zonaciones, generalmente de anchura centimétrica, se

desarrollan con frecuencia simétricamente a ambos lados de la grieta, aunque en algunos casos lo hacen sólo en un sentido.

Hemos establecido los siguientes tipos de venas que se exponen en orden de antigüedad decreciente (sólo indicamos un lado).

1)

a	b	c	
Granito	Cpx verde	Gran	C. metasomática 7
	+	+	
félsico	Escap (+Plag)	Cpx (+ Plag)	

Al igual que en las columnas citadas más arriba, la escapolita forma en la parte interna de su zona crecimientos orientados perpendicularmente a la grieta (Fig. 63) sobre los que avanza intergranularmente el granate, que puede llegar a encontrarse como cristales dispersos en toda la zona. Hay una fuerte epidotización en manchas difusas que afecta principalmente a la escapolita en la parte con crecimientos orientados. Desde el interior de la grieta avanzan reemplazamientos tardíos de microclina + Anf verde + Ep + pirita. La plagioclasa es relictas en b y c, y muestra núcleos básicos (An 44-54) sobre los que se desarrolla un borde discontinuo ácido (An 33-37 ó An 24-29) en relación con la escapolita adyacente.

2)

a	b	c	d	e
Granito	FK + Pl	Gr + Pl	Gr + Cpx V	Cpx V
	+	+	+	+
félsico	Q + Cpx V	Cpx V (+ Q)	Pl	(Q, Calc)
			C. metasomát. 8	

Entre paréntesis se indican los accesorios.

En esta sucesión que se estudiará con detalle más adelante

(V. Apdo. 4.5.3.) hay que destacar que en la zona c el granate es



FIG. 61.- Venas de endoskarn en el granito de Helechoso.

FIG. 62.- Venas de endoskarn fosilizando una red de diaclasado en el granito de Helechoso.

FIG. 63.- Dique zonado de skarn de alta temperatura en el granito de Helechoso: a) granito; b) zona de Escap + Cpx con crecimientos orientados; c) zona central granatítica.

FIG. 64.- Nódulo de piroxenita procedente de una intercalación detrítica en los mármoles dolomíticos de la cantera de Garrenchosa. Se aprecia bien el listado metasomático en torno del boudin. Ver texto para explicación.

transgresivo sobre la plagioclasa, a lo largo de fisuras y espacios intergranulares (Fig. 56). La plagioclasa muestra una composición de An 29-31 sin zonado, en la zona c. En b, los cristales conservan la composición y el zonado continuo ígneo de An 30-32 en el núcleo y An 16-23 en el borde. En d, la plagioclasa está muy anubarrada. Feldespato potásico es microclina perfitica. El contacto entre las zonas b y c es neto, es decir, hay un verdadero frente de desaparición del feldespato potásico. La zona b, cuyo límite preciso con el granito no hemos podido establecer conserva bien la textura ígnea porfídico-granofídica, aunque los microfenocristales de plagioclasa muestran un fuerte reemplazamiento por el feldespato potásico en los bordes. En a y b, hay algo de esfena accesoria.

3)

a	b	c	d	e
Granito	FK + Q + Plag	Plag + Q	Gran + Ep	
	+	+	+	Granate
félsico	Ep + Anf	Ep + Anf	Anf + Q	

c. metasomática 9

Estas venas (Fig. 65) son posteriores a las anteriores y corresponden a un skarn de baja temperatura equivalente a los aposkarns sobre impuestos a los skarns de alta temperatura y en los que lógicamente no se desarrollan zonados. Al igual que en 2), el contacto externo con el granito no ha podido ser definido. También esta columna será objeto de un detallado estudio geoquímico más adelante (V. Apdo. 4.5.3.).

El reemplazamiento del granito conlleva en un plano petrográfico una pseudomorfosis progresiva de la plagioclasa por $Ep \pm Anf$ V. $\pm Op \mp Esf$ (Fig. 66). Asimismo, los granos no transformados muestran un fuerte reemplazamiento por microclina en los bordes. En la zona d, la plagioclasa residual muestra además una intensa silicificación. Destaca el hecho de que en las tres zonas

b, c y d la plagioclasa muestra una composición albitica (An 6-12) sin zonado, a diferencia de su valor ígneo (An 31) en la zona a.

En los endoskarns de Helechoso destacan los frentes granatíticos que, principalmente en las columnas 8 y 9, son verdaderas líneas quebradas marcadas por la unión de las superficies cristalinas de los blastos de granate.

Asimismo, son frecuentes espectaculares alineaciones de gruesos blastos de granate de hasta 10 cm. aislados o en agrupaciones creciendo de manera dispersa sobre el granito félsico (Fig. 67).

4) Finalmente hay pequeños filoncillos de cuarzo.

En el Cerro Almendral (Pto. 7) el skarn se desarrolla en la parte meridional, precisamente junto a los dioritoides. La roca inicial es una leucogranodiorita con algo de hornblenda y biotita. El skarn consiste en venas discordantes y escasas de Cpx verde + Gran + (Q) que siguen planos de fractura (en esta zona se observa un intenso esquistosamiento) (Fig. 68).

La mayor parte de las muestras de la roca encajante de las venas tienen un aspecto corneánico, recrystalizadas, y están formadas por Plag + Cpx verde (+ Q) abundando la allanita, así como la esfena y el circón. El Q muestra una textura en gotas estrelladas a veces en alineaciones dentro de la plagioclasa y representa una silicificación tardía facilitada por microfisuras soldadas. La plagioclasa es una oligoclasa ácida (An 12-14) y contrasta con el valor de An 25 en la roca ígnea inicial. Localmente puede estar reemplazada por algo de microclina. El Cpx se transforma en bordes a una uralita verde oscuro azulada a la que se asocian granillos de esfena.

Las rocas descritas, en las que se localizan las venillas con granate pasan hacia el N y E a un leucogranito albitico formado por Plag (An 0-8) + Q + Anf V. con rutilo, circón, FK y allanita accesorios. Parte del Q es también secundario.

La columna metasomática deducible en Cerro Almendral es

177



FIG. 65.- Venillas de endoskarn con zonado de la facies de baja temperatura en el granito de Helechoso.

FIG. 66.- Reemplazamiento pseudomórfico de un microfenocristal de oligoclasa por Ep + Anf + Albita + Esf, en la zona externa (zona b) de la figura anterior.
ILM 58629 NX x 100

FIG. 67.- Crecimientos dispersos según bandas, de idióblastos de granate, en el granito de Helechoso.

FIG. 68.- Vena endoskarn de granate y clinopiroxeno en el granito fracturado y recrystalizado de Almendral.

a	b	c	d	
Granito	Plag + Q +	Plag + Cpx +	Cpx + Gran +	c. metasom. 10
félsico	+ Anf V	+ Q	+ Q	

El cuarzo en c y d, y parte del de las zonas a y b es secundario y sugiere que en este área la actividad hidrotermal ha terminado con una fuerte silicificación homogénea al igual que en Helechoso, aunque aquí hay filoncillos bien definidos.

4.4.4 Skarns magnésicos

Sólo se observan muy localmente sobre los mármoles dolomíticos en contacto con los gabros cúmulo de Aguablanca (zona del Pto. 8) y Garrenchosa, y en puntos de extensión métrica muy transformados, en contacto con la tonalita del P.P.S.O. en Serrezuela.

Hay dos tipos: frentes, en contacto con la roca plutónica, y los bimetasomáticos, resultantes de la interacción entre intercalaciones silíceas y los mármoles dolomíticos.

En los primeros no se observa modificación alguna de la roca ígnea junto al contacto.

Junto a la cantera de Garrenchosa hemos observado la sucesión siguiente: a unos 4 m. del contacto, el mármol (Calc + Ol (Serp) + Espinela verde ± brucita) adquieren un aspecto corneánico, cambiando de blanco a una coloración gris oscuro en relación con un aumento brusco en el contenido de olivino (forsterita). Desaparece la brucita.

Junto al contacto hay una capa verde de grano fino con un espesor de unos 20 cm. que se adapta a las irregularidades del mismo,

tales como pequeñas apófisis del gabro. Se trata de un hornfel masivo de Cpx incoloro + Espinela (hercinita) con calcita accesoría.

La sucesión es pues:

a	b	c	d
mármol			
Calc + Ol + Br + Esp	Calc + Ol + Esp	Cpx + Esp	Roca plutónica no modificada c. metasomática 11

Sobre la zona c se instala un aposkarn consistente en crecimientos blásticos de una mica dorada que reemplaza casi totalmente al Cpx, sobre cuyos restos se observa también un anfíbol uralítico. Las micas pueden también encontrarse como placas de algunos centímetros, rellenando fisuras anastomosadas que localmente han sido objeto de explotación (junto a la cantera de Garrenchosa). Estas micas son vermiculíticas y han sido objeto de estudio químico por VELASCO (1976) que incluye referencias a trabajos anteriores. Son minerales ricos en MgO (hasta 27% en peso aprox.) como corresponde a su desarrollo sobre un skarn magnésico, aunque muestran un alto contenido en Al_2O_3 (18% aprox.) que no queda explicado por el contenido de este en la espinela. Esto sugiere que el piroxeno es un tipo fassaítico, lo que es una característica de este tipo de skarns (SINYAKOV et al. 1972)*.

Nuestra opinión es que las vermiculitas proceden de la degradación hidrotermal de antigua flogopita. Esta es generalizada entre los productos de transformación de los skarns magnésicos. ZHARIKOV (1970) pone de relieve precisamente esta asociación y el desarrollo de la mica por reemplazamiento de piroxeno, espinela y forsterita, perfectamente en coincidencia con lo observado en nuestras rocas.

En un trabajo reciente (VELASCO et al. 1980) demostramos que

que esto es así, al haberse determinado químicamente la existencia de núcleos flogopíticos en transformación a vermiculitas. Esto indica claramente que a la fuerte introducción inicial de SiO_2 y Al_2O_3 en estos skarns, siguió un intenso aporte de K_2O .

Finalmente tuvo lugar la formación de la vermiculita, probablemente bajo condiciones supergénicas, como lo demuestran los diferentes argumentos que se exponen en el trabajo arriba citado.

Además de estos skarns, hay en Garrenchosa skarns bimetasomáticos espectaculares que han hecho famoso este afloramiento. Se desarrollan entre primitivas intercalaciones detríticas (probablemente calcareníticas) y los mármoles.

Dado que estos fenómenos ha sido objeto de estudios detallados por VELASCO (1976 a,b; 1977) sólo haremos aquí una sucinta descripción de nuestras observaciones'

Las intercalaciones detríticas fuertemente estiradas y boudinadas durante el ciclo de deformación hercínico, han interactuado intensamente con el mármol dolomítico durante el metamorfismo de contacto de alta temperatura que afectó el afloramiento. Dicha interacción consiste en un zonado metasomático que se manifiesta perfectamente en torno a los "boudines" (Fig. 64).

La sucesión de zonas observada en una sección transversal es la siguiente:

- 1) Calc + Bruc (proc. de periclasa) Pencilita.
- 2) Calc + Ol (variabl. serpentizado) +
+ Op + Esp marrón 2-3 cm.
- 3) Calc + Ol (totalm. serpentizado) aprox. 10 cm.
- 4) Talco (?) (variabl. serpentizado) aprox. 1 cm.
- 5) Diopsido (Diopsidita)

Son de destacar la zona 3), con una estructura listada consistente en una rápida alternancia de zonas ricas en nódulos ser-

pentínfíticos procedentes de antigua forsterita (conservada intacta sólo en algunos granillos incluidos en el carbonato) y bandas calcíticas. La calcita rellena asimismo fisurillas tardías a través de las capas serpentínfíticas. En esta zona no se ven opacos ni espinela.

La zona 2) muestra un color gris, con variaciones de tonalidad debidas a diferencias en las concentraciones de opacos (magnetita). El olivino se conserva bastante fresco.

Finalmente la zona 5) es un agregado granoblástico poligonal con trazas de calcita intersticial y xenoblastos dispersos, tardíos, de vermiculita. Esta zona central de color verde amarillento corresponde al nivel calcarenfítico premetamórfico. Esta fracturado y las grietas rellenas, según VELASCO (1977), de

Calcita + Carbonato apatito
Clinopiroxeno + Wollastonita
Wollastonita + Microclina
Cuarzo

Nosotros no hemos observado wollastonita aunque macroscópicamente hemos encontrado prismas radiales de coloración verdosa, probablemente de un anfibol temolítico.

VELASCO (op. cit.) demuestra el origen bimetasomático de este zonado, debido al intercambio, fundamentalmente de SiO_2 y CaO , entre el mármol y el nivel detrítico. El proceso culmina con la formación de una roca monomineral (diopsidita) a partir del primitivo nivel detrítico.

La estructura listada de la zona 3), es frecuente en fenómenos con fuerte intercambio de materia que evolucionan lejos del equilibrio, como es el caso de los skarns (V. una síntesis a este respecto en VELARDE, 1978). En estos sistemas hay fluctuaciones periódicas espaciales (sistemas disipativos espaciales) en la concentración de los componentes en difusión que han de producir

cambios megascópicos en la naturaleza y proporción de las fases, tal es el caso de los anillos de Liesegang.

4.4.5. Resumen sobre los tipos de zonación.

De las descripciones anteriores deducimos que en Rivera de Cala los skarns cálcicos desarrollados sobre los mármoles calcí-ticos, corneanas cálcicas y dioritoides muestran una serie de rasgos comunes:

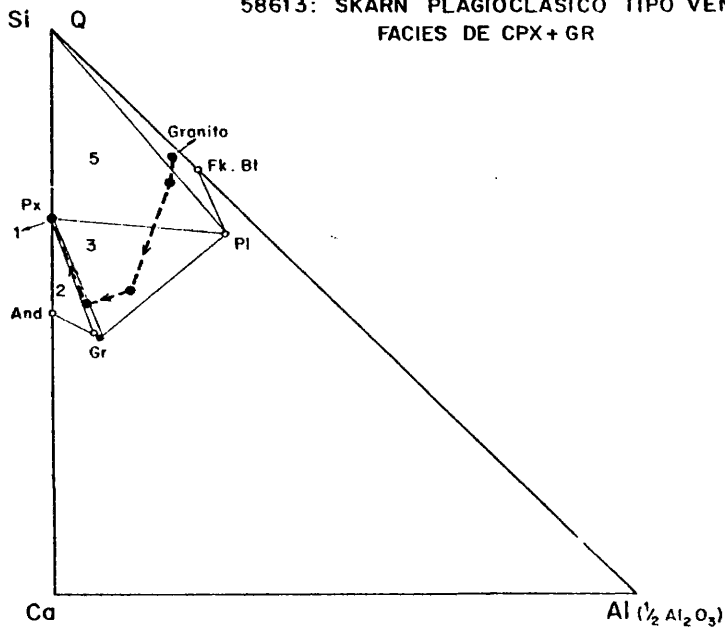
1) Se puede establecer claramente una facies de alta temperatura caracterizada por el par granate + clinopiroxeno (Zona del granate) en la parte interna del skarn, aunque desarrollada mayoritariamente en el exoskarn. La zona o zonas más externas están muy condicionadas por la litología y por el régimen de actividad de componentes (móviles) como el Fe y los álcalis. Así en rocas aluminicas, como las corneanas cálcicas y los dioritoides, se desarrollan periskarns escapolíticos (Cpx + Escap y excepcionalmente Anf + Escap). En otros casos el periskarn está dominado por los feldespatos alcalinos, albita y microclina, junto al piroxeno. La zonalidad es en estos casos muy irregular, observándose el feldespato potásico en todos los casos sigue venulaciones tardías o impregnaciones acompañadas por cambios desiguales en los contenidos en Fe del piroxeno.

Localmente, junto al inmediato contacto con la roca plutónica y sobre primitivas intercalaciones carbonatadas, se desarrolla una zona de wollastonita.

2) Sobre el skarn de alta temperatura se desarrolla una facies de baja temperatura, generalmente como transformación de la anterior (aposkarn), que sólo desarrolla localmente zonado propio.

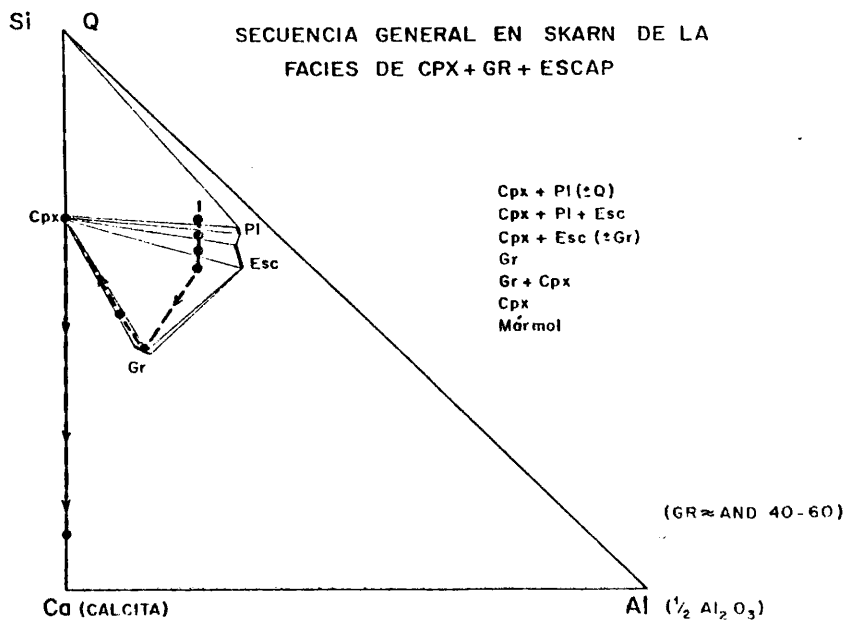
58613: SKARN PLAGIOCLASICO TIPO VENA
FACIES DE CPX + GR

B



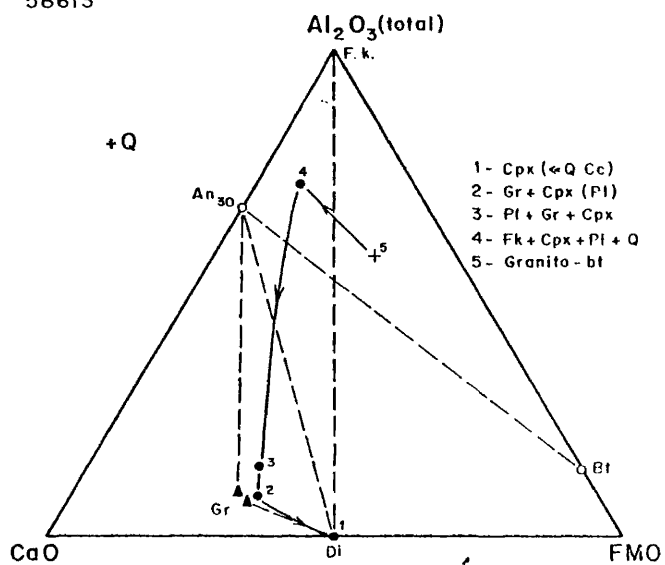
A

SECUENCIA GENERAL EN SKARN DE LA
FACIES DE CPX + GR + ESCAP



SKARN PLAGIOCLASICO TIPO VENA

FACIES DE CPX + GR



SKARN TIPO VENA

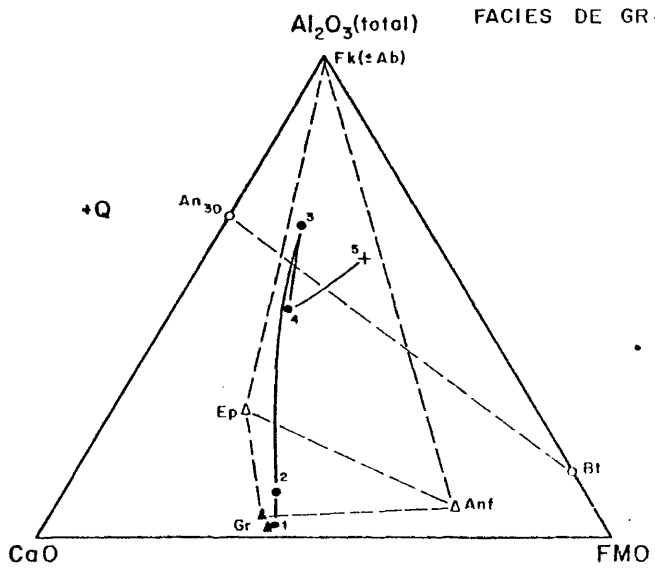


FIG. 70

El par Gran + Cpx y la Escap + Cpx, dejan de ser estables aunque puede persistir un granate muy andradítico como posteriormente veremos (c. metasomática 9).

Las asociaciones de esta etapa están dominadas por la presencia de epidota. Junto a ella pueden encontrarse anfibol verde, microclina, granate andradítico, cuarzo, magnetita como concentraciones locales, granos de pirita y polisulfuros, esfena, albita, calcita y prehnita. La wollastonita en esta etapa se transforma intensamente a calcita + cuarzo.

3) Finalmente la actividad metasomática termina con la formación de venillas de cuarzo puro, así como plugs y silicificaciones en los mármoles de bajo grado (Zona de Dol + Q) (V. Mapa Geológico General).

En los skarns magnésicos de tipo frente desarrollados sobre dolomías se distinguen también dos facies. La primera de alta temperatura, correspondiente a la etapa magmática, pues no se observan fenómenos correspondientes en la roca plutónica, se caracteriza por la formación de una zona masiva de clinopiroxeno rico en Al_2O_3 (fassaftico). La segunda etapa conlleva una fuerte introducción de H_2O y K_2O con desarrollo de un aposkarn flogopítico. Esta fase la hacemos equivalente a la 2) mencionada anteriormente en relación con los skarns cálcicos. Finalmente hay una transformación supergénica de la flogopita a vermiculita.

En las figuras 69 y 70 se han representado mediante diagramas baricéntricos Si - Ca - Al (KORZHINSKII, 1959) y los ACF equivalentes a los empleados por THOMPSON (1975) el esquema de evolución zonal para las sucesiones con escapolita en el periskarn y las venas de alta temperatura de Helechoso. Asimismo, se incluye un diagrama para la facies de baja temperatura.

Ya que el Al_2O_3 en los diagramas de Thompson (vértice A), corresponde a su valor total en la roca, se cumple que en las zonas "graníticas" de las columnas, esto es, aquellas en las que hay fel

despato potásico junto a plagioclasa y biotita, el desplazamiento del punto hacia el vértice A es una medida del contenido en feldespato potásico. En las figuras b, b_1 y c, la posición de los puntos se ha deducido de la composición modal y mineralógica o del análisis químico (granito de Helechoso no modificado). En la Fig. a, la posición de las rocas es simplemente indicativa, aunque no así la de los campos composicionales de los minerales, que se basan en los datos analíticos que se exponen en el siguiente apartado.

4.4.6. Mineralogía.

Los minerales más significativos de los skarns de Rivera de Cala son, a la vista de la descripción anterior, los siguientes: granate, clinopiroxeno, escapolita, anfíbol y epidota. De estos minerales se ha efectuado un estudio químico detallado empleando microsonda.

Se han estudiado también las plagioclasas por métodos ópticos convencionales, así como los opacos mediante el uso de probetas metalográficas.

4.4.6.1. Granate.

Es el mineral más característico en los skarns cálcicos y se observa en las zonas más internas de los exoskarns desarrollados por reemplazamiento de mármoles y corneanas cálcicas. Asimismo, puede encontrarse en los endoskarns, principalmente sobre los granitos félsicos y en menor proporción sobre los dioritoides.

Las zonas granatíticas se caracterizan por el elevado tamaño de los cristales que pueden llegar a los 5 - 6 cm. Estas zonas se desarrollan normalmente por coalescencia de idióblastos que llegan, por reemplazamiento progresivo de la matriz, a contactar entre sí. Si la matriz que ocupa los espacios limitados por los blastos es disuelta, entonces se forman cavidades vacías que generalmente son ocupadas con carácter drusiforme por minerales del aposkarn (epidota, cuarzo, calcita y esfena) que en parte reemplazan al granate en los bordes (Fig. 71).

Hemos observado dos tipos de mecanismos de progresión de las zonas granatíticas: a) por delante del frente de la zona y debido probablemente a fluctuaciones locales en las composiciones, bajo gradiente, de la fase fluida, nuclean granates que crecen progresivamente hasta contactar entre sí y con la zona que avanza a su espalda (Figs. 47, y 67). En este proceso la litología inicial puede ser un condicionante como se observa en la Fig. 40, donde el granate sigue las hiladas de Cpx + Wo en el mármol. b) El otro mecanismo de avance de la zona del granate consiste en el reemplazamiento de carbonatos y feldespatos a lo largo de los espacios intergranulares y fisurillas, dando una red anastomosada de canaliculos de granate (Figs. 37 y 56). Estos terminan soldándose y definiendo gruesos idióblastos como en el caso anterior. Con este tipo de mecanismo no suelen formarse cavidades.

Ambos tipos de avance de la zona del granate, parecen relacionarse con el mecanismo metasomático predominante (V. Apdo. 4.8.) El segundo se ha observado en aquellos casos donde hay una componente infiltracional, mientras que el primero se asocia a procesos difusionales.

Se han analizado una serie de granates (CUADRO 10) pertenecientes a diferentes tipos de skarns. Para su determinación por microsonda, se han empleado los patrones siguientes: cuarzo (SiO_2), almandino (Al_2O_3 , FeO, MgO), wollastonita (CaO), rodonita (MnO), óxido de titanio puro (TiO_2).

En todos los casos el Fe se ha recalculado como Fe_2O_3 , ya que

183



FIG. 71.- Relleno de epidota y gruesos cristales de esfena, en una cavidad granatítica del endoskarn de tipo "plug" de Santa Marta. ILM 60273 N// x 40.

FIG. 72.- Granatita masiva formada por coalescencia de blastos, en los que destaca bien un zonado milimétrico.

Este es el estado de oxidación preferente en los granates de skarn y así lo atestiguan algunos análisis por vía húmeda disponibles en esta zona (VICENTE, 1975; VELASCO, 1976). Las fórmulas estructurales se han calculado en base a 24 O. Asimismo, hemos determinado en cada caso la composición del granate en forma de moléculas terminales, empleando el procedimiento normativo de RICKWOOD (1968), con el que se elaboró un programa de cálculo.

Como puede verse, los granates en Rivera de Cala son granditas, constituidas principalmente por las moléculas de grosularia y andradita (generalmente más del 98%), con cantidades subordinadas de piropo, espessartita y en algún caso escorlomita ($\text{Ca}_3\text{Ti}_3\text{Fe}_2\text{O}_{12}$). La no adscripción del TiO_2 en los demás casos a esta molécula, es consecuencia del procedimiento normativo, esto es, del agotamiento de alguno de los componentes en los pasos anteriores. En este caso el Ti queda en forma de un resto catiónico no alojado en ninguna molécula, por lo que no figura en el CUADRO 10.

En términos de las dos moléculas principales puede afirmarse que en nuestra zona los granates varían en el amplio intervalo composicional And 23 - 90. El contenido en espessartita es generalmente inferior al 3% aunque en los mármoles llega al 5% (Anál. 49). Esto último, es sin duda, un efecto de la composición inicial, pues altos contenidos en este componente son característicos de los granates en sedimentos calcáreos metamorfizados (SEKI, 1965). En cuanto al piropo no pasa por lo general del 1%. El contenido en TiO_2 es en general inferior al 1% en peso.

Estos granates pertenecen a las tres categorías distinguidas por ZHARIKOV (1970) de grosuláricos (And 5 - 30), intermedios (And 50 - 65) y andradíticos (And 85 - 100), aunque si se descartan los granates blásticos sobre mármoles (Análs. 48 y 49), la mayoría de los análisis corresponden a las dos últimas categorías asociadas corrientemente a skarns con depósitos de Cu, Fe, y sulfuros polimetálicos.

En la Fig. 73 se han proyectado los granates sobre un dia-

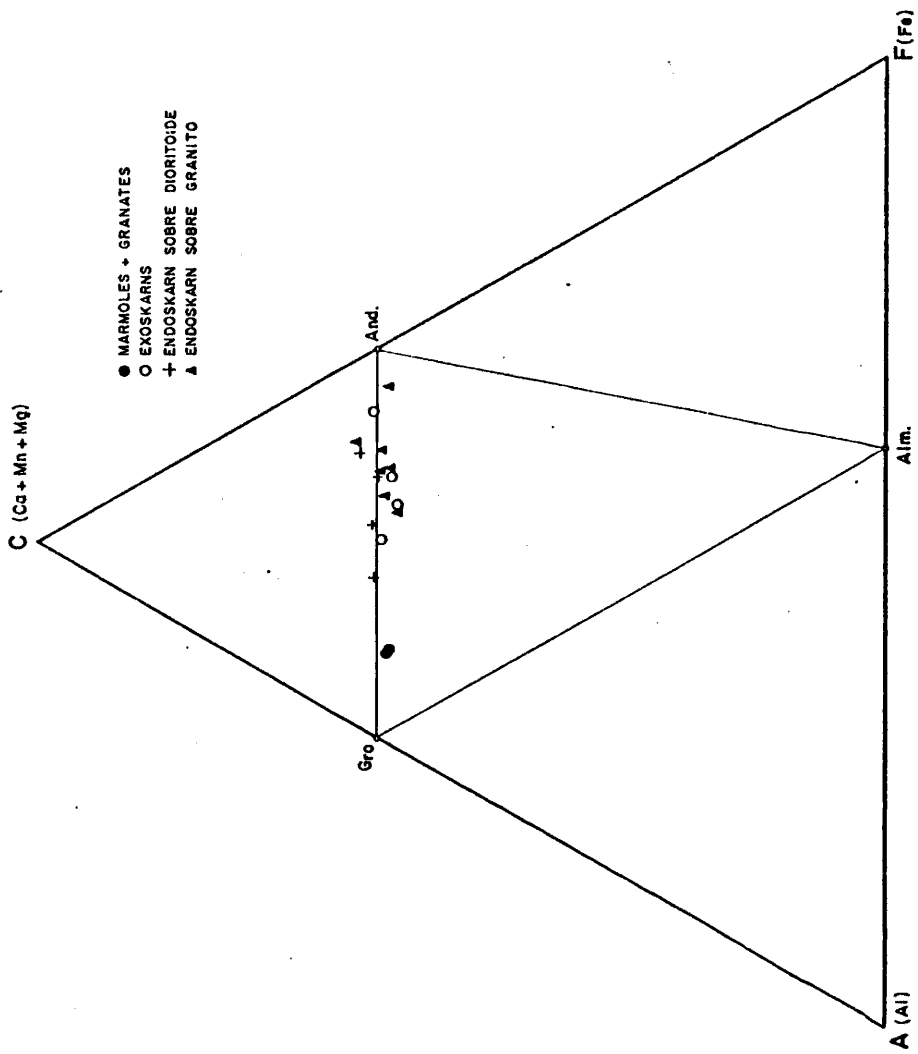


FIG. 73

GRANATES

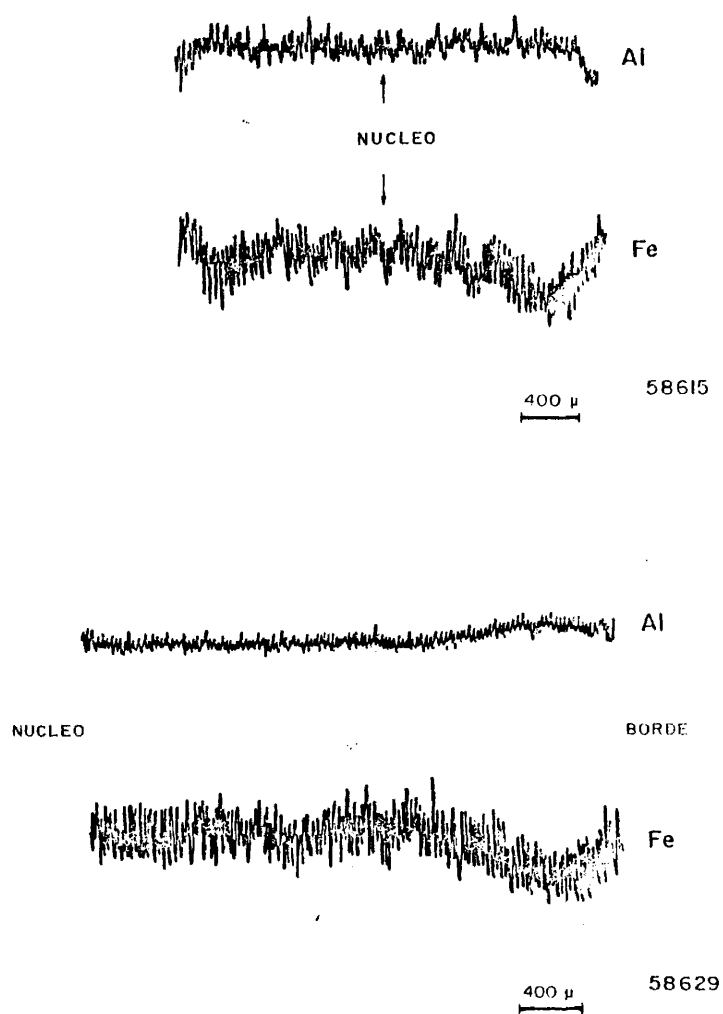


FIG. 74

188
GRANATES

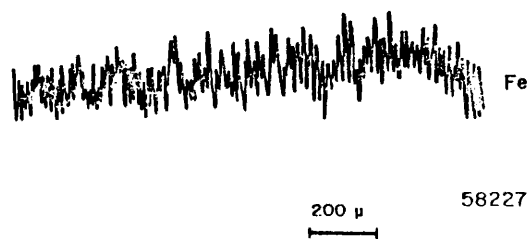
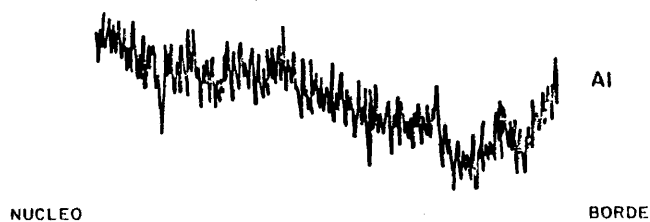
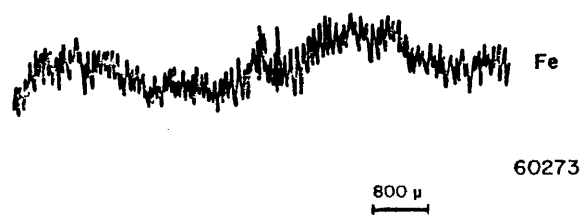
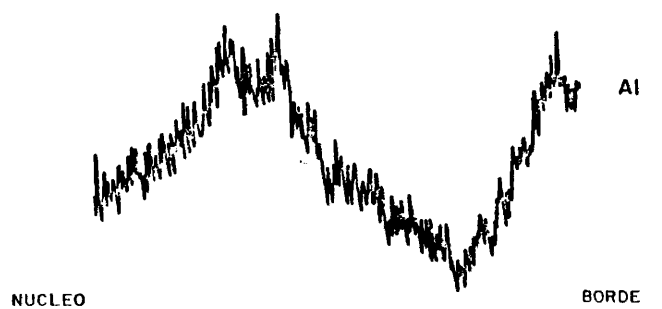


FIG. 75

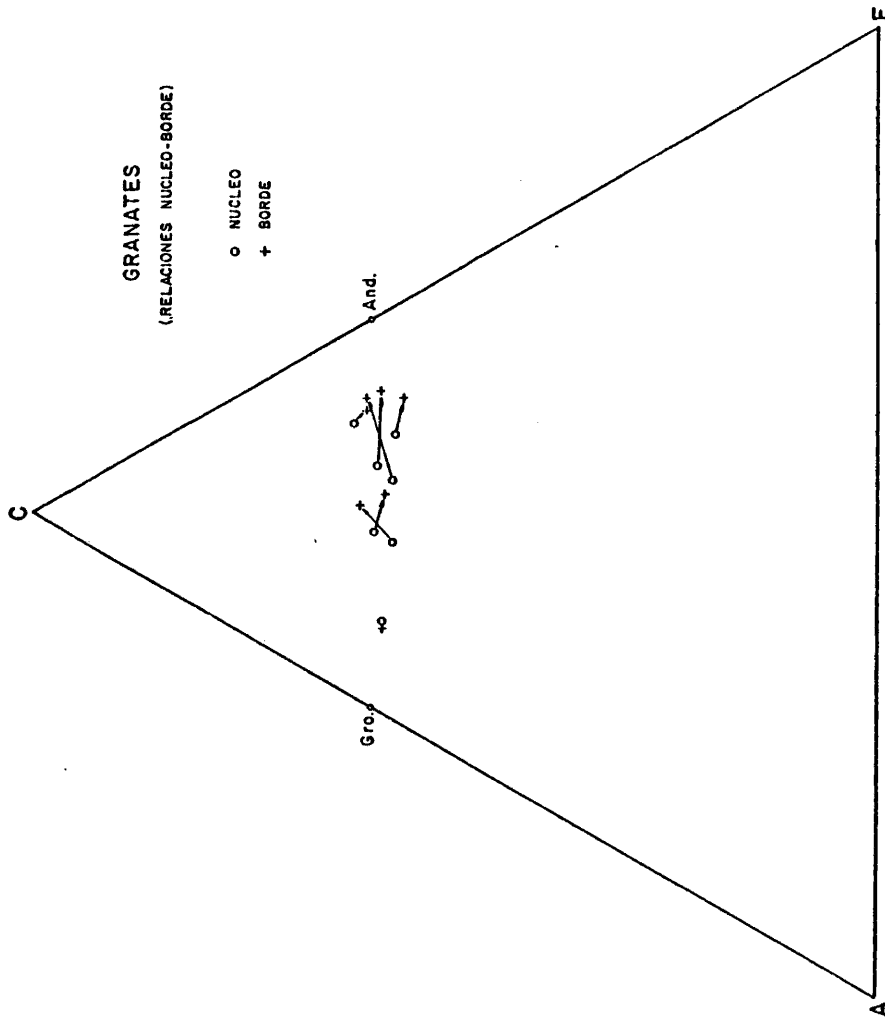


FIG. 76

grama A (Al) - C (Ca + Mn + Mg) - F (Fe) del tipo empleado por COOMBS (1977). En él hemos distinguido los granates en mármol, exoskarns y endoskarns sobre granito y dioritoide. Sólo se incluyen los análisis del núcleo en aquellos cristales en los que se ha determinado también el borde. Asimismo, con algunas series de análisis muy semejantes de granates de una misma columna metasomática, se ha hecho una media y se ha representado el valor central. El desplazamiento hacia el lado A - F es debido al contenido en Fe^{2+} . La proporción de moléculas de almandino inferida en base a este desplazamiento es en todo caso inferior al 5%. Los contenidos más altos en andradita, se encuentran en los endoskarns de Helechoso, siendo máximo en las venas de baja temperatura (c. metasomática 9) representadas en el diagrama por el Anál. 43 (V. Anál. 43, 44 y 45).

Una característica destacable de los granates es su zonado concéntrico observable a veces a simple vista por el diferente grado de transformación de las distintas zonas a asociaciones de baja temperatura (Fig. 72) y que en general consisten en $\text{Ep} \pm \text{Cal} \pm \text{Q}$.

Se han realizado perfiles composicionales en varios cristales para el Fe y el Al, ya que a la vista de la naturaleza grandítica de estos granates, el reemplazamiento mutuo de estos dos elementos es el responsable principal de las variaciones observadas. Los resultados se presentan en las Figs. 74 y 75.

Como se ve hay dos tipos de zonado. En el primer caso (Fig. 74) la composición se mantiene prácticamente constante en la mayor parte del cristal. Cerca del borde se produce primero un descenso del Fe seguido en el mismo borde de un rápido aumento del mismo. El Al muestra una variación recíproca. En el segundo tipo de zonado (Fig. 75), la variación composicional en el interior del cristal se hace más manifiesta, teniendo carácter oscilatorio. En este caso el espesor de las zonas puede llegar a ser de varios milímetros y la composición varía gradualmente dentro de cada una. En los dos casos, la variación en la relación Fe/Al es continua por lo menos a nivel de resolución empleado. Asimismo, la tendencia general en

ambos es hacia un aumento en el contenido de Fe en el borde. Esto se ve bien en la Fig. 76, donde se han proyectado los análisis de núcleo y borde de varios cristales. Como se ve en la mayoría de los casos los bordes son más andradíticos.

El primer tipo de zonado es característico de los granates blásticos desarrollados en columnas predominantemente difusionales. Por el contrario, los tipos oscilatorios se observan en masas granatíticas con cavidades drusiformes abundantes, en los que el aporte de componentes a las superficies en crecimiento ha tenido lugar probablemente en un medio fluido móvil. En este caso, el perfil composicional debe de reflejar variaciones químicas rítmicas en dicha fase fluida y los dos perfiles de que disponemos sugieren que el proceso quedó congelado, en cada caso, en un estadio distinto de la evolución de la disolución infiltrante.

MORGAN (1975) cita zonados en los granates de Monte Morrison con una tendencia semejante a presentar núcleos ligeramente más grosuláricos. Esta misma tendencia la observa PERRY (1969) en Gila County (Arizona) y DIMANCHE et al. (1969) en Ginevro (Isla de Elba). Este último, interpreta la zonación como resultado de variaciones químicas, en la fase fluida, con el tiempo.

La mayor parte de los granates observados son isótropos; no obstante, en algún caso, los cristales presentan un marcado anisotropismo acompañado por un maclado aparentemente polisintético o en sectores radiales. A veces las zonas anisótropas forman laminillas submicroscópicas concéntricas, paralelas a las caras cristalinas.

Los granates 13 al 17 incluido, muestran anisotropismo variable. Composicionalmente son términos intermedios en un intervalo And 17-56. La falta de agua en estos granates (VELASCO, 1976) elimina el contenido en hidrogrosularia como probable responsable del mismo. SEKI (1971) constata asimismo, que el anisotropismo es privativo de granates formados a altas temperaturas en eventos térmicos relativamente rápidos (metamorfismo de contacto) y con composiciones intermedias. Esto es, los términos andradítico y grosulárico

GRANATES

CUADRO 10

n° análisis n° muestra n° min.en roca										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	58224 3	58224 2	58224 1	58224 4	58225 2	58225 3	58225 4	58225 5	58225 6	58225 7
SiO ₂	36,77	38,76	37,91	37,01	38,59	37,14	37,22	37,40	38,23	39,43
Al ₂ O ₃	4,69	11,71	10,30	10,22	8,04	11,41	8,80	11,00	10,32	10,35
Fe ₂ O ₃	25,63	16,50	17,54	18,12	18,36	14,06	18,99	16,10	16,90	17,78
MnO	0,52	0,39	0,34	0,33	0,19	0,24	0,37	0,25	0,33	0,28
MgO	0,04	0,04	0,07	0,07	0,11	0,17	0,08	0,19	0,07	0,17
CaO	32,82	32,33	34,23	32,98	35,61	35,57	33,32	32,35	32,57	33,10
TiO ₂	0,00	0,65	0,55	0,40	0,00	0,45	0,61	0,32	0,33	0,15
Total	100,43	100,38	100,94	99,13	100,90	99,04	99,39	97,61	98,76	101,26
Si	6,03	6,09	6,0	5,97	6,14	5,96	6,01	6,06	6,13	6,17
Al	0,91	2,17	1,92	1,94	1,51	2,16	1,68	2,20	1,95	1,91
Fe ³⁺	3,16	1,95	2,09	2,20	2,20	1,70	2,31	1,97	2,04	2,10
Mn	0,07	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04
Mg	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,04
Ca	5,77	5,44	5,80	5,70	6,08	6,11	5,77	5,62	5,60	5,55
Ti	0,00	0,15	0,07	0,10	0,00	0,06	0,08	0,08	0,04	0,02
Andr	81,25	53,17	53,41	57,26	59,32	44,03	59,32	51,69	54,08	55,82
Py	0,00	0,17	0,28	0,29	0,47	0,70	0,33	0,81	0,28	0,71
Sp	1,24	0,94	0,78	0,78	0,46	0,56	0,87	0,60	0,79	0,66
Gros	17,51	45,72	45,53	41,67	39,75	54,70	39,48	46,90	44,85	42,82
Scho	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

GRANATES

CUADRO 10 (Cont.)

n° análisis	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
n° muestra	58225	58225	58227	58227	58227	62653	62653	62653	62653	62653
n° min. en roca	8-N	8-B	1-N	1-B	2	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,03	38,36	38,36	37,54	37,51	39,27	37,14	37,12	35,86	36,70
Al ₂ O ₃	11,66	9,98	12,61	9,68	10,42	18,33	12,12	8,76	2,96	3,34
Fe ₂ O ₃	15,28	18,73	14,58	16,24	18,00	6,15	15,46	18,11	27,24	25,70
MnO	0,28	0,28	0,33	0,21	0,32	0,70	0,43	0,35	0,24	0,18
MgO	0,17	0,17	0,12	0,09	0,08	0,06	0,05	0,07	0,04	0,03
CaO	34,36	33,25	32,50	34,94	33,85	36,68	35,67	35,08	33,81	33,60
TiO ₂	0,15	0,15	0,45	0,47	0,56	0,20	0,41	0,37	0,18	0,17
Total	100,45	100,92	98,95	99,18	100,74	101,39	101,38	99,87	100,33	99,72
Si	5,95	6,06	6,08	6,05	5,95	5,96	5,85	5,99	5,96	6,08
Al	2,21	1,86	2,35	1,84	1,95	3,28	2,25	1,67	0,58	0,65
Fe ³⁺	1,84	2,23	1,74	1,97	2,15	0,70	1,83	2,20	3,41	3,21
Mn	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,09	0,06	0,05	0,03	0,03
Mg	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Ca	5,92	5,63	5,52	6,03	5,76	5,96	6,02	6,07	6,02	5,97
Ti	0,02	0,02	0,06	0,06	0,07	0,02	0,05	0,04	0,02	0,02
Andr	46,13	58,54	46,65	51,72	55,42	17,44	45,78	56,89	85,12	83,09
Py	0,68	0,70	0,51	0,38	0,33	0,23	0,20	0,29	0,17	0,13
Sp	0,64	0,66	0,79	0,50	0,74	1,51	0,97	0,83	0,57	0,44
Gros	52,24	40,11	52,05	47,40	43,51	80,62	52,23	41,99	13,81	16,35
Scho	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,82	0,00	0,34	0,00

GRANATES

CUADRO 10 (Cont.)

n° análisis	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
n° muestra	62653	59304	62661	60270	60273	60273	58710	58710	61640	58608
n° min.en roca	6			I	N	B	B	N	I	
SiO ₂	35,69	36,70	36,47	38,17	35,22	35,22	35,35	35,40	37,02	36,29
Al ₂ O ₃	2,93	7,46	9,10	9,25	12,30	14,50	4,77	5,10	6,84	4,44
Fe ₂ O ₃	26,78	22,01	19,98	17,46	13,72	14,96	24,60	23,20	22,43	23,33
MnO	0,20	0,43	0,50	0,31	0,00	0,00	0,40	0,42	0,39	0,06
MgO	0,09	0,06	0,00	0,07	0,11	0,13	0,06	0,07	0,11	0,10
CaO	32,19	32,39	33,32	33,86	34,97	34,97	34,00	35,25	34,03	33,82
TiO ₂	0,53	0,09	0,00	0,70	n.d.	0,00	0,90	0,38	0,76	0,67
Total	99,31	99,14	99,37	99,75	96,32	99,78	100,08	99,92	101,58	98,71
Si	6,09	6,00	5,93	6,10	5,81	5,61	5,85	5,86	5,94	6,04
Al	0,58	1,38	1,75	1,74	2,39	2,73	0,93	1,00	1,30	0,87
Fe ³⁺	3,36	2,76	2,53	2,10	1,71	1,80	3,06	2,89	2,71	2,92
Mn	0,03	0,06	0,07	0,04	0,00	0,00	0,06	0,06	0,05	0,01
Mg	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	5,74	5,71	5,74	5,80	6,19	6,00	6,03	6,27	5,85	6,03
Ti	0,07	0,01	0,00	0,09	-	0,00	0,11	0,05	0,09	0,08
Andr	86,88	70,66	62,43	54,65	43,97	50,54	75,20	74,39	68,51	77,04
Py	0,39	0,25	0,00	0,29	0,46	0,58	0,25	0,30	0,44	0,44
Sp	0,49	1,04	1,17	0,73	0,00	0,00	0,94	1,01	0,89	0,15
Gros	12,25	28,05	36,40	44,33	55,56	48,88	21,73	24,31	30,16	22,38
Scho	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	1,88	0,00	0,00	0,00

GRANATES

CUADRO 10 (cont.)

n° análisis	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
n° muestra	58609	58609	58609	58613	58613	58613	58613	58607	58615	58615
n° min.en roca	1-N	1-B	3	1	2	3	4	1	2	3
SiO ₂	37,21	35,52	37,65	38,94	38,76	37,93	39,06	37,44	32,96	34,78
Al ₂ O ₃	6,58	4,91	5,43	7,00	8,02	4,06	6,53	4,99	4,23	6,48
Fe ₂ O ₃	23,24	25,70	24,40	22,97	20,58	26,27	23,23	23,23	24,20	22,15
MnO	0,64	0,78	0,64	0,74	0,82	0,76	0,55	0,37	0,50	0,57
MgO	0,07	0,06	0,00	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08
CaO	30,71	29,38	32,35	32,52	32,92	31,81	32,65	33,43	36,33	32,76
TiO ₂	0,68	0,81	0,98	0,67	0,84	0,71	1,16	0,46	0,90	n.d.
Total	99,13	97,17*	101,45	102,91*	102,00*	101,62*	103,26*	99,99	99,20	96,32
Si	6,08	6,00	6,06	-	-	-	-	6,12	5,59	5,91
Al	1,27	1,00	1,03	-	-	-	-	0,96	0,85	1,30
Fe ³⁺	2,86	3,27	2,96	-	-	-	-	2,86	3,09	2,83
Mn	0,09	0,11	0,09	-	-	-	-	0,05	0,07	0,08
Mg	0,02	0,01	0,00	-	-	-	-	0,02	0,02	0,02
Ca	5,39	5,32	5,58	-	-	-	-	5,85	6,60	5,87
Ti	0,18	0,10	0,23	-	-	-	-	0,12	0,11	-
Andr	78,19	90,01	78,24	72,88	64,40	85,10	73,72	74,83	79,20	71,89
Py	0,31	0,28	0,00	0,29	0,29	0,34	0,34	0,30	0,85	0,34
Sp	1,62	2,05	1,54	1,76	1,93	1,85	1,31	0,89	1,26	1,39
Gros	19,89	7,67	20,23	25,06	33,39	12,72	24,64	23,98	17,18	26,38
Sch	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,01	0,00

*Dificultades en la determinación del SiO₂.

GRANATES

CUADRO 10 (cont.)

n° análisis	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
n° muestra	58615	58615	58629	58629	58629	58630	58630	58642	59270	59270
n° min.en roca	1-N	1-B	1-N	1-B	2	1	2		N	B
SiO ₂	37,32	36,74	34,05	37,86	37,80	35,74	36,24	40,73	38,84	38,87
Al ₂ O ₃	9,57	3,95	2,32	4,94	4,61	5,18	4,75	16,69	17,59	18,18
Fe ₂ O ₃	20,74	23,84	29,09	25,42	25,69	24,67	24,01	8,21	8,16	7,92
MnO	1,20	1,27	0,84	0,70	0,72	0,82	0,95	0,50	2,28	1,37
MgO	0,12	0,08	0,10	0,08	0,11	0,07	0,07	0,15	0,39	0,19
CaO	32,90	31,33	31,83	31,60	30,68	32,54	32,04	33,19	33,29	34,73
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,40	0,54	0,61	0,52	0,97	1,42	0,60
Total	101,95	97,21	98,23	101,00	100,15	99,63	98,58	100,44	100,55	101,86
Si	5,91	6,20	5,84	6,17	6,16	5,91	6,04	6,19	5,88	5,89
Al	1,79	0,78	0,47	0,95	0,88	1,01	0,93	2,99	3,14	3,25
Fe ³⁺	2,48	3,03	3,75	3,12	3,15	3,07	3,02	0,94	0,93	0,90
Mn	0,16	0,18	0,12	0,10	0,10	0,12	0,13	0,06	0,29	0,17
Mg	0,03	0,02	0,02	0,20	0,03	0,02	0,02	0,04	0,09	0,05
Ca	0,59	5,67	5,85	5,34	5,36	5,76	5,72	5,40	5,41	5,63
Ti	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07	0,08	0,07	0,11	0,16	0,07
Andr	64,23	79,40	96,35	89,61	86,18	78,08	76,91	25,59	24,12	23,13
Py	0,49	0,35	0,44	0,37	0,49	0,29	0,30	0,62	1,52	0,73
Sp	2,79	3,17	2,09	1,85	1,81	1,95	2,28	1,17	5,06	3,00
Gros	32,49	17,08	1,08	8,17	11,52	19,68	20,51	72,62	69,30	73,14
Scho	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

puros no presentan nunca anomalías ópticas. Para este autor el anisotropismo refleja la dificultad de ordenación del Fe y el Al en posición octaédrica, en eventos térmicos cortos y en composiciones intermedias, lo que coincide con los granates ópticamente anómalos de nuestra zona.

4.4.6.2. Clinopiroxeno.

El clinopiroxeno es el mineral más frecuente, observándose en todas las zonas de las columnas metasomáticas de la facies de alta temperatura, a excepción de la zona más interna compuesta sólo por granate.

Forma granillos con tamaños entre 0,1 - 2,0 mm. aunque predominantemente son inferiores a 1 mm. Son subhedrales y varían desde incoloros a verdes según su contenido de hierro.

El clinopiroxeno muestra dos tipos de disposiciones:

- a) fosiliza una textura pre-skarn, bien sedimentaria (S_0) o ígnea (granuda). En ambos casos los granos de Cpx son atrapados blásticamente por un mineral de neoformación que en nuestro caso es es capolita o granate. Esta textura sugiere que el reemplazamiento tiene lugar en condiciones próximas a las isovolumétricas.
- b) En este caso el cambio composicional que conduce al skarn va acompañado de una profunda modificación textural que borra totalmente cualquier reliquia anterior. Los granos de Cpx se presentan dispersos o bien como concentraciones en los bordes de los cristales de granate y excepcionalmente en el núcleo. Asimismo, el Cpx puede llegar a formar una masa granoblástica monomineral definiendo una zona. Tal es el caso de los skarns sobre mármoles y en alguna vena en el granito de Helechoso, así como en los "Plugs" sobre el dioritoide.

Se han determinado las composiciones de un conjunto de piro

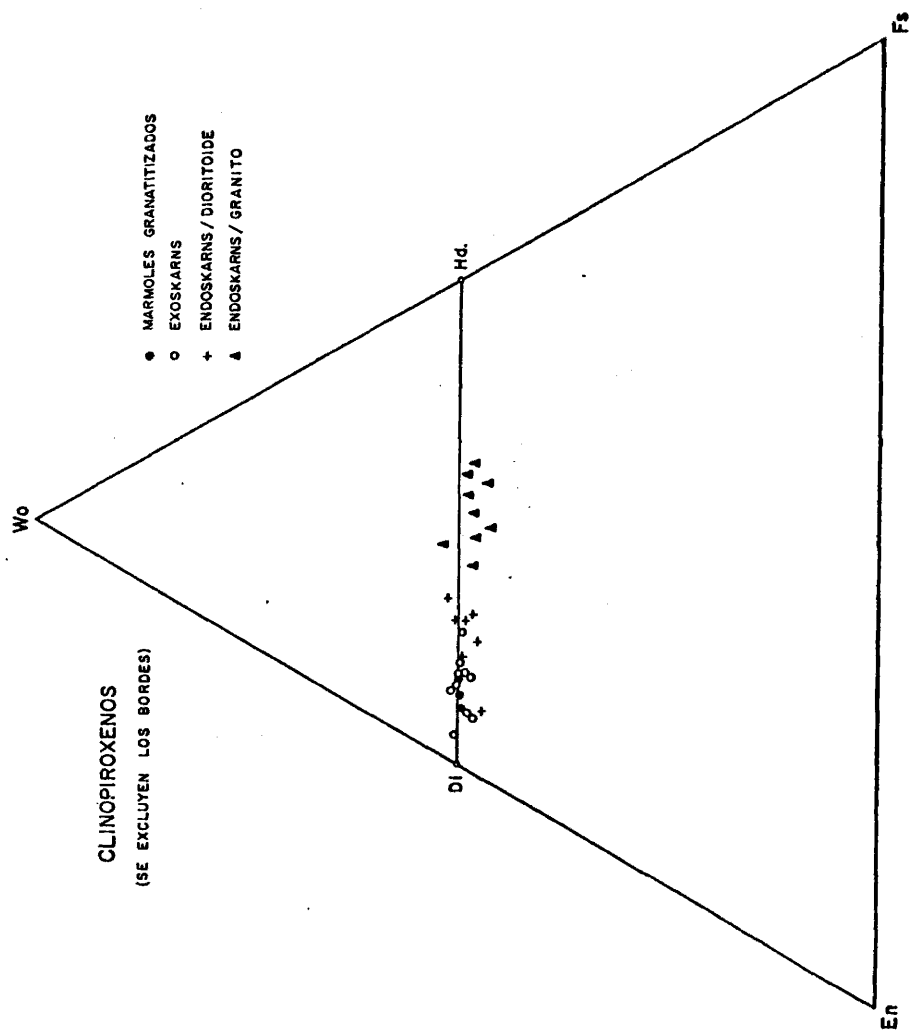


FIG. 77

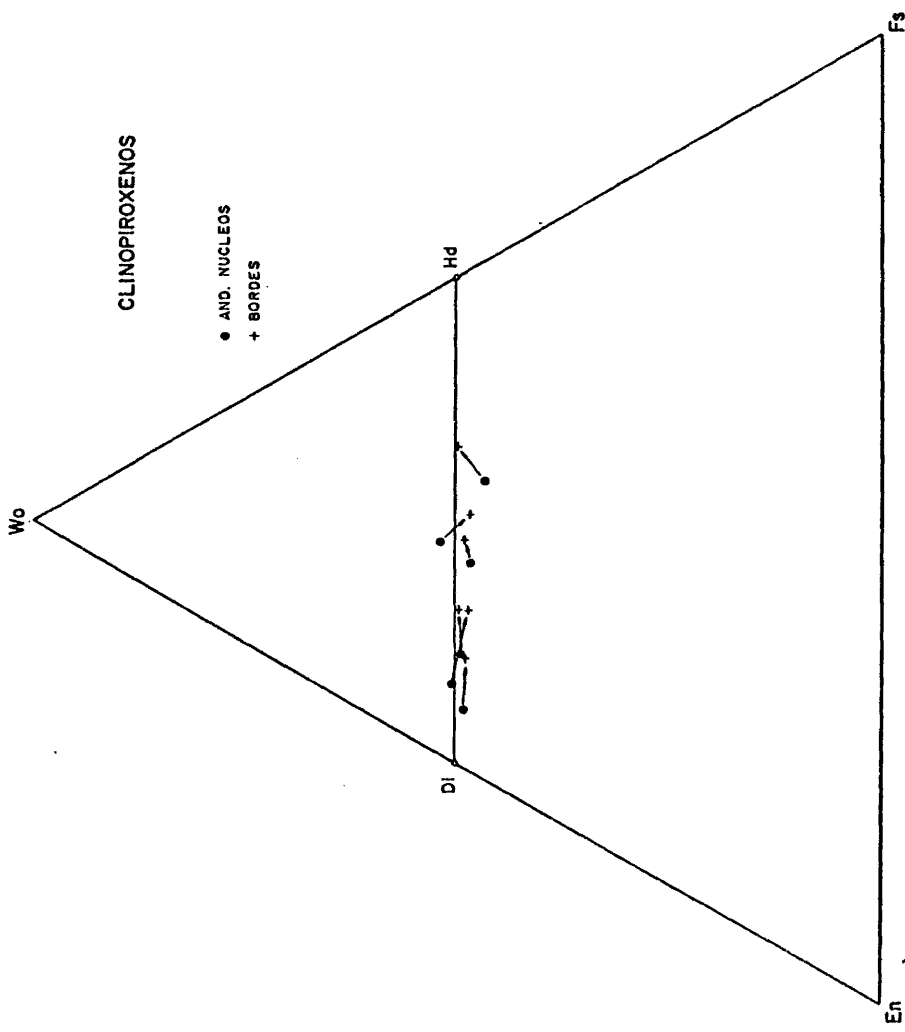


FIG. 78

xenos de diferentes tipos de skarns y mármoles próximos a ellos incipientemente afectados por granatitización (CUADRO, 11). Los análisis se han efectuado con microsonda empleando como patrón un piroxeno de composición conocida para los componentes principales (SiO_2 , CaO , MgO , FeO , Al_2O_3), una rodonita para el MnO y óxido puro para el TiO_2 . La fórmula estructural se ha establecido en base a 6 O. Asimismo, hemos determinado la composición normativa según el esquema de KUSHIRO (1962).

Como puede verse los clinopiroxenos en los skarns cálcicos de Rivera de Cala están formados esencialmente por las moléculas de En, Wo y Fs (más del 93%). La proyección de estas últimas en la Fig. 77, indica que los piroxenos son términos de la serie diopsido-hedembegita, con composición de diopsidos, salitas y ferrosalitas, comprendidos en el intervalo $\text{Di}_{95}\text{Hd}_5$ - $\text{Di}_{35}\text{Hd}_{65}$.

Aparte de las tres moléculas fundamentales hay también jadeita ($\text{Si}_2\text{O}_6\text{Al Na}$) y fassaita ($\text{SiO}_6\text{Al}_2\text{Ca}$, en las que se aloja el Al_2O_3 (generalmente inferior al 1% en peso menos en los skarns magnésicos donde se eleva bruscamente*) y el Na_2O (menos del 0,6%). En este cálculo normativo el MnO (menos del 1%) se suma al FeO (KUSHIRO op. cit.). El contenido en TiO_2 es inapreciable en la mayor parte de los cristales analizados y excepcionalmente alcanza un 0,26% (Anál. 31). Este componente se recalcula como la molécula $\text{Al}_2\text{O}_6\text{Ca Ti}$.

En la Fig. 77 quedan bien discriminados los distintos tipos de skarns. El contenido en Hd, bajo en los piroxenos del mármol y de los exoskarns, aumenta en los endoskarns sobre el dioritoide (periskarns) y alcanza su valor máximo en las venas de alta temperatura de Helechoso, en coincidencia con lo observado para el granate. Asimismo, el carácter subcálcico se hace más acentuado en el mismo sentido, lo que sugiere cierto reemplazamiento del Ca por Fe^{2+} .

Al igual que los granates, los piroxenos suelen mostrar un zonado que a veces sólo se manifiesta con microsonda. En la Fig. 78 se han proyectado las composiciones de núcleos y bordes (estos

PIROXENOS

CUADRO 11

n° análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n° muestra	60270	60270	60270	60270	60270	58613	58613	58613	58613	58613
n° min.en roca	1-N	1-8	2	3	4	1	2	3	3	5
SiO ₂	52,74	52,56	52,86	53,47	53,70	51,61	51,60	51,30	51,47	52,40
Al ₂ O ₃	0,99	0,99	0,72	0,56	0,59	0,26	0,42	0,37	0,41	0,38
FeO	9,23	10,24	9,09	8,93	5,00	16,34	15,25	18,84	16,28	15,40
MnO	0,33	0,33	0,20	0,30	0,47	0,75	0,48	0,75	0,84	0,79
MgO	13,55	11,91	12,17	13,62	16,39	7,77	8,25	6,89	9,10	9,58
CaO	23,80	23,76	24,12	23,26	23,17	22,72	22,19	22,48	22,16	22,26
Na ₂ O	0,32	0,32	0,34	0,25	0,19	0,59	0,29	0,32	0,29	0,21
TiO ₂	0,06	0,06	0,06	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,96	100,17	99,56	100,39	99,51	100,05	98,48	100,95	100,55	101,02
Si	1,96	1,98	1,99	1,99	1,98	2,00	2,02	1,99	1,99	2,00
Al	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe ²⁺	0,29	0,32	0,29	0,28	0,15	0,53	0,50	0,61	0,52	0,49
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Mg	0,75	0,67	0,68	0,76	0,90	0,45	0,48	0,40	0,52	0,54
Ca	0,95	0,96	0,97	0,93	0,92	0,95	0,93	0,94	0,92	0,91
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	4,02	4,00	3,99	4,01	4,00	4,00	3,99	4,00	4,02	4,01

CUADRO 11 (Cont.)

PIROXENOS

n° análisis n° muestra n° min.en roca	11 58615 1-N	12 58615 1-B	13 58615 2-B	14 58615 2-N	15 58615 3	16 58615 4-B	17 58615 4B+N	18 58225 1	19 58225 2	20 58225 3
SiO ₂	51,15	50,8	49,21	50,79	50,04	50,06	50,12	53,74	54,08	53,93
Al ₂ O ₃	0,38	0,33	0,81	0,39	2,19	1,94	2,27	0,54	0,48	0,66
FeO	15,37	15,63	21,48	18,01	15,27	16,39	16,39	7,39	7,49	6,75
MnO	0,69	0,73	0,78	0,74	0,39	0,42	0,42	0,37	0,31	0,24
MgO	10,30	9,34	5,63	7,67	9,18	9,13	9,12	14,18	14,30	14,54
CaO	22,51	22,76	21,82	21,64	22,53	22,41	22,41	24,80	24,89	24,92
Na ₂ O	0,25	0,25	0,63	0,22	0,16	0,20	0,20	0,08	0,08	0,11
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,64	99,89	100,36	99,46	99,76	100,54	100,93	101,10	101,63	101,15
Si	1,97	1,98	1,96	1,99	1,94	1,93	1,93	1,98	1,98	1,98
Al	0,02	0,02	0,04	0,02	0,10	0,09	0,01	0,02	0,02	0,03
Fe ²⁺	0,49	0,51	0,71	0,59	0,49	0,53	0,53	0,23	0,23	0,21
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,59	0,54	0,33	0,45	0,53	0,53	0,52	0,78	0,78	0,80
Ca	0,93	0,95	0,93	0,91	0,93	0,93	0,92	0,98	0,98	0,98
Na	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	4,04	4,04	4,05	4,00	4,01	4,03	4,02	4,01	4,01	4,02

CUADRO 11 (Cont.)

PIROXENOS

n° análisis	21	22	23-b	23	24	25	26	27	28	29
n° muestra	58642	59270	58224	58224	58224	58224	58609	58607	58607	61642
n° mín. en roca			1-N	1-B	2	3		1-N	1-B	
SiO ₂	52,34	53,07	52,68	52,70	53,11	52,85	49,23	50,18	52,47	51,80
Al ₂ O ₃	0,71	2,78	0,48	0,42	0,56	0,51	0,57	0,31	0,40	0,82
FeO	6,53	3,72	4,99	8,74	8,52	4,08	18,94	14,69	15,06	11,53
MnO	0,96	0,83	0,46	0,47	0,57	0,54	0,81	1,13	0,90	0,40
MgO	14,36	15,39	15,69	13,89	12,94	16,25	6,66	8,81	8,74	12,02
CaO	23,77	24,60	24,03	23,91	24,28	24,23	21,92	23,85	23,05	23,52
Na ₂ O	0,57	0,19	0,10	0,10	0,12	0,43	0,52	0,25	0,29	0,09
TiO ₂	-	-	-	-	-	0,58	-	tr	tr	-
Total	99,24	100,58	98,37	100,23	100,10	99,47	98,65	99,22	100,91	100,18
Si	1,97	1,94	1,98	1,97	1,99	1,96	1,97	1,97	2,01	1,96
Al	0,03	0,12	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04
Fe ²⁺	0,21	0,21	0,16	0,27	0,27	0,13	0,63	0,48	0,48	0,37
Mn	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01
Mg	0,80	0,84	0,88	0,77	0,72	0,90	0,40	0,52	0,50	0,68
Ca	0,96	0,96	0,97	0,96	0,97	0,96	0,94	1,00	0,94	0,96
Na	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01
Ti	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-
Total	4,04	4,01	4,03	4,01	4,00	4,04	4,04	4,04	4,00	4,03

CUADRO 11 (Cont.)

PIROXENOS

n.º análisis n.º muestra n.º min. en roca.	30	31	32	33	34	35	36	37	38
	58230 1-8	58230 1-N	58230 2	58230 3	58230 4	58230 5	58230 6	58710	61640
SiO ₂	52,50	52,73	54,33	54,68	56,04	56,20	55,68	50,60	50,63
Al ₂ O ₃	1,48	1,31	0,13	0,07	0,07	0,21	0,27	0,27	1,06
FeO	12,36	7,71	6,36	3,50	5,08	5,63	4,07	13,37	12,35
MnO	0,24	0,17	0,31	0,17	0,37	0,46	0,47	0,68	0,63
MgO	11,13	14,21	15,00	16,59	14,73	14,78	15,44	10,87	11,75
CaO	23,03	24,04	24,66	24,42	24,51	24,02	24,48	23,97	23,08
Na ₂ O	0,54	0,53	0,21	0,19	0,06	0,11	0,10	0,37	0,21
TiO ₂	0,13	0,26	0,01	-	-	-	-	-	-
Total	101,41	100,96	101,00	99,62	100,95	101,40	100,51	100,13	99,71
Si	1,97	1,95	1,99	2,01	2,04	2,04	2,03	1,95	1,94
Al	0,07	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05
Fe ²⁺	0,39	0,24	0,20	0,11	0,15	0,17	0,12	0,43	0,40
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg	0,62	0,78	0,82	0,91	0,80	0,80	0,84	0,62	0,67
Ca	0,93	0,95	0,97	0,96	0,96	0,93	0,96	0,99	0,95
Na	0,04	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02
Ti	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-
Total	4,03	4,04	4,02	4,01	3,96	3,97	3,98	4,05	4,05

últimos no se incluyen en la Fig. 77) medidos en varios cristales. En todos los casos el borde muestra un fuerte enriquecimiento en Fe respecto de los núcleos. A la vista de este hecho podemos afirmar que tanto el clinopiroxeno como el granate muestran por lo general una evolución en el tiempo hacia términos más ferruginosos.

4.4.6.3. Escapolita.

Es otro mineral típico de los skarns cálcicos y concretamente de los periskarns instalados en rocas previamente ricas en aluminio (dioritoides, granitos y rocas de silicatos cálcicos).

La formación de la escapolita es posterior a la del clinopiroxeno y se realiza a expensas de los feldespatos, principalmente plagioclasa, a la que reemplaza a lo largo de fisuras, planos de exfoliación o desde los bordes, dando lugar a blastos esponjiformes (Fig. 53). Las inclusiones, o granos de plagioclasa en contacto con la escapolita, muestran un zonado paralelo al contorno que es generalmente de tipo normal continuo, siendo lo más corriente que estén fuertemente sericitizados.

La escapolita es reemplazada a su vez, en la parte más interna de su zona, por el granate, que sigue también fisurillas o espacios intergranulares para su crecimiento (Fig. 49).

A baja temperatura, la escapolita se saussuritiza a $\text{Czo} \pm \text{Calc} \pm \text{mica blanca}$. Localmente nuclea en las grietas agregados globuliformes de clorita en relación con la destrucción de los máficos asociados (anfibol).

La escapolita pertenece a la facies de alta temperatura, en asociación sistemática con el clinopiroxeno. En un sólo caso, jun

to al Cortijo de Aguablanca, forma paragénesis con un anfíbol (actinolita hornbléndica, Anál. 1, CUADRO 13).

En el endoskarn tipo "plug" al sur de Santa Marta (Pto. 2, Fig. 44) se aprecian dos generaciones de escapolita, la primera con la textura normal en forma de impregnaciones espongiiformes y la segunda en forma de cristales euhedrales rellenoando grietas abiertas junto con el cuarzo. En torno de la grieta hay una fuerte epidotización intergranular que afecta al clinopiroxeno y a la escapolita 1. Finalmente, se desarrolla prehnita a lo largo de fisuras oblicuas.

Como hemos visto al describir los tipos de skarns la escapolita se presenta texturalmente en xenoblastos espongiiformes o como cristales prismáticos subidiomorfos en crecimientos orientados en la parte más interna dela zona.

Composicionalmente las escapolitas pueden considerarse de manera aproximada como disoluciones sólidas de dos términos extremos: uno cálcico llamado mejonita ($\text{Ca}_3 \text{Al}_6 \text{Si}_6 \text{O}_{24} \cdot \text{Ca CO}_3$) y uno sódico, marialita ($\text{Na}_3 \text{Al}_3 \text{Si}_9 \text{O}_{24} \cdot \text{Cl Na}$). En ambos casos el radical corresponde a la composición de los términos extremos de la plagioclasa y el ligando a una sal, razón por la que la escapolita puede definirse de forma simplificada como "plagioclasa + sal" (SHAW, 1960, p.242).

Junto al CO_2 y al Cl es frecuente entre los aniones el SO_3 y a veces F. También puede haber algo de H_2O . Entre los cationes pueden encontrarse pequeñas cantidades de Mn, Fe y Mg.

Disponemos de tres análisis de escapolitas (CUADRO, 12). El núm. 1 corresponde a un tipo espongiiforme sobre dioritoide. El núm. 2, en la misma muestra, es una escapolita de segunda generación en venas con cuarzo (V. más arriba). El núm. 3 es un tipo en intercrecimientos orientados, radiales, con anfíbol, sobre dioritoide. En los tres casos se han determinado los componentes mayoritarios con microsonda, empleando como patrón un cristal de oligoclasa.

Las bajas sumas son debidas en parte, al efecto de los anio-

CUADRO 12ESCAPOLITAS

	1 61642	2 61642	3 59305
SiO ₂	49,59	52,38	52,08
Al ₂ O ₃	24,55	23,32	24,50
CaO	13,80	12,07	11,12
Na ₂ O	5,32	5,46	7,13
K ₂ O	0,46	0,72	0,36
Total	93,64	93,95	95,19
Si	7,57	8,33	7,72
Al	4,43	3,66	4,28
Ca	2,26	1,72	1,76
Na	1,58	1,41	2,05
K	0,09	0,12	0,07

Si + Al = 12 (SHAW, 1960; p. 232).

nes y quizás a una ligera volatilización de los álcalis durante la medida (SHAY, 1975). Los cationes se han calculado en base a la condición $Si + Al = 12$ (no se trata de fórmulas estructurales i) y la composición molecular en base a la relación:

$$\% \text{ mol. mejonita (Me)} = \frac{Ca}{Ca + Na + K} \quad (\text{SHAW, 1960})$$

Las tres escapolitas son términos intermedios entre Me 45 - 57 con un contenido en K_2O inferior al 1%.

La composición más rica en marialita, de la escapolita en vena respecto a la de la roca, sugiere una tendencia al aumento a la actividad del sodio con el tiempo y por ello con las temperaturas en descenso.

El análisis químico de roca total de un endoskan sobre el dioritoide (Cpx + Escp + Plag sericitizada + Esf; Anál. 8, CUADRO 1), refleja la presencia de algo de SO_3 junto a los otros aniones en las escapolitas de Rivera de Cala.

4.4.6.4. Anfíbol.

El anfíbol es un mineral típico en los skarns de baja temperatura desarrollados como transformación selectiva del skarn de alta temperatura, o con zonado propio en las venas de Helechoso. En ambos casos, el anfíbol es uralítico y se asocia a $Q + Ep \pm \pm Calc \pm Albite \pm Fx \pm$ Sulfuros. En los endoskarns se desarrolla a expensas del clinopiroxeno. Sólo en un caso del que ya se ha hablado, el anfíbol intercrece con la escapolita sugiriendo así su pertenencia a la facies de alta temperatura (V. Apdo. 4.6.). Se trata de un periskarn con crecimientos radiales en roseta.

Disponemos de tres análisis correspondientes a los tres tipos

CUADRO 13

ANFIBOLES

	1 59305	2 60271	3 59315	4 58629	5 59313	6 59313	7 61547	8 60267	9 63406
SiO ₂	52,20	44,57	52,09	43,89	49,78	53,66	56,24	58,71	42,73
Al ₂ O ₃	3,99	8,92	6,48	5,64	6,68	2,10	2,13	0,34	12,95
FeO	13,33	20,50	9,39	22,76	11,04	8,57	3,71	3,00	5,91
MgO	16,41	9,94	17,11	11,66	15,21	20,97	21,29	22,08	18,47
CaO	12,06	12,98	10,77	11,62	12,57	12,11	13,55	13,27	13,16
Na ₂ O	0,97	0,87	0,71	0,82	0,80	0,87	0,29	desp	2,97
K ₂ O	0,09	0,57	0,49	0,40	0,57	0,10	0,10	desp	0,66
MnO	0,28	0,06	0,18	0,49	desp	desp	0,10	0,14	0,23
TiO ₂	desp	desp	0,52	desp	0,59	0,18	desp	desp	0,74
Total	98,63	98,41	97,74	97,28	97,24	98,56	97,41	97,54	97,82

Si	7,48	6,74	7,37	6,82	7,21	5,54	7,80	8,05	6,16
Al	0,67	1,59	1,08	1,03	1,14	0,35	0,35	0,05	2,20
Fe	1,60	2,59	1,11	2,96	1,34	1,01	0,43	0,34	0,71
Mg	3,50	2,24	3,61	2,70	3,28	4,39	4,40	4,51	3,97
Ca	1,85	2,10	1,63	1,93	1,95	1,82	1,98	1,95	2,03
Na	0,08	0,26	0,20	0,25	0,22	0,24	0,08	0,00	0,83
K	0,02	0,11	0,09	0,08	0,11	0,02	0,02	0,00	0,12
Mn	0,03	0,01	0,02	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03
Ti	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,08

Base 23 oxígenos (22 O + 2 (OH)).

ANFIBOLES

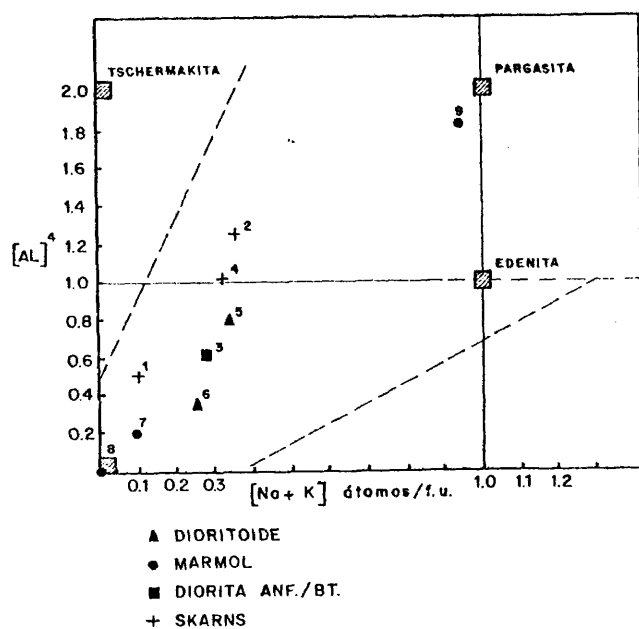


FIG. 79

ANFIBOLES

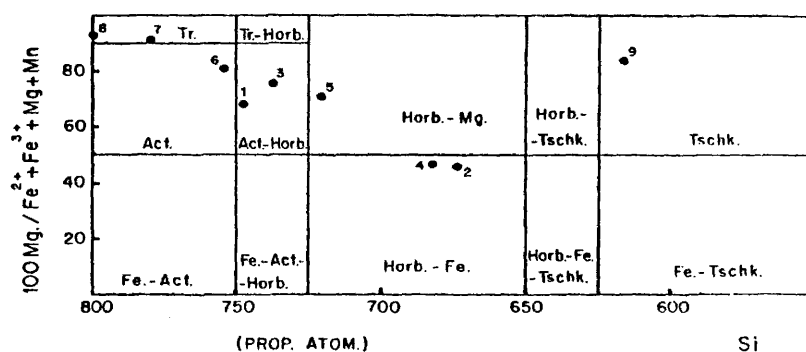


FIG. 80

(Anál. 1, 2 y 4, CUADRO 13). El 1 es el anfibol del periskarn escapolítico, el 2 corresponde a un esdoskarn en el skarn tipo "plug" de Santa Marta (Pto. 1, V. Apdo. 4.4.3.3.) y el 4 a las venas zonadas de Helechoso (c. metasomática 9).

En los tres casos se han determinado todos los componentes mayoritarios utilizando como patrón otro anfibol. La fórmula estructural se ha calculado en base a 23 oxígenos (LEAKE, 1978), y en base a ella se han proyectado en los diagramas $Al^{IV}/(Na + K)$ de DEER et al. (1963) y en el $Mg-Si^{IV}$ de LEAKE (op. cit.) (Figs. 79 y 80).

Como puede verse los tres anfíboles son hornblendas, siendo las de baja temperatura más ricos en FeO_{total} y Al_2O_3 que el asociado a escapolita. Este último es una hornblenda actinolítica mientras que los otros dos, muy semejantes, son ferrihornblendas. Asimismo, la diferencia se manifiesta también en los álcalis, altos en los dos anfíboles de baja temperatura ($K_2O = 0,40-0,47$ contra $0,09\%$ y $Na_2O = 0,87-0,87$ contra $0,27\%$). El MnO es bajo en los tres casos (inf. al $0,50\%$) y el TiO_2 es insignificante.

4.4.6.5. Epidota.

La epidota es el mineral más característico de la facies de baja temperatura. Se encuentra junto con Q + Calc como transformación del granate, que con frecuencia llega a ser total. La roca es entonces una epidosita en la que la naturaleza previa granatítica resulta difícil de establecer. Asimismo, la epidota en bellos cristales idiomorfos rellena las cavidades drusiformes en las granatitas desarrolladas por reemplazamientos principalmente de mármoles. Acompañan calcita \pm cuarzo intersticiales y a veces gruesos cristales de esfena, (Fig. 71). También es frecuente la

epidota en venas tardías en los endoskarns o como reemplazamientos, acompañados por silicificación, de la plagioclasa o escapolita de los periskarns sobre el dioritoide o la corneana cálcica. En las venas de baja temperatura de Helechoso la epidota desarrolla agregados pseudomorfos junto a anfíbol + esfena sobre los microfenocristales de plagioclasa y placas de biotita del granito, (Fig. 66).

Se han determinado las composiciones de la epidota en seis muestras (CUADRO 14) correspondientes a cavidades en granatita (roca 1 - 2 - 3), venas sobre endoskarn (roca 6) y venillas de Helechoso (roca 4 - 5, c. metasomática 9). En todos estos casos se han analizado los granates en contacto con vistas a la determinación geotermométrica en base a la distribución Fe/Al, de la transición de la facies de alta a la de baja temperatura. (V. Apdo. 4.6.1.).

Los análisis se han realizado empleando los patrones siguientes: cuarzo, distena (Al_2O_3), hematites (Fe como Fe_2O_3), periclasa (MgO), wollastonita (CaO), rodonita (MnO) y óxido puro (TiO_2). Las fórmulas estructurales se han establecido en base a 25 oxígenos. Asimismo se incluye en el análisis el agua teórica.

En base a que el Fe de las tres posiciones octaédricas asimétricas (M1, M2, M3) se introduce sólo en ésta última (KITAMURA, 1975), la proporción $Fe/Fe + Al$ es siempre inferior a 0,33 en la epidota. El contenido en pistacita lo hemos calculado en base a la relación $Fe/Fe + Al$ en la posición M1, donde se cumple que $Fe + Al = 2$.

Como puede verse se trata en general de términos epidóticos muy puros ($Ps > 75\%$). En la Fig. 81 se representan granates y epidotas coexistentes, en el diagrama $Ca(+Mg + Mn) - Fe-Al$. Como puede verse los granates son en todo caso proporcionalmente más ricos en hierro que las epidotas.

En la muestra 3 se observa un zonado desde Ps80 en el núcleo a Ps96 en el borde. Esta última composición reemplaza al granate en una delgada capa superficial. Su composición (Anál. 26, CUA-

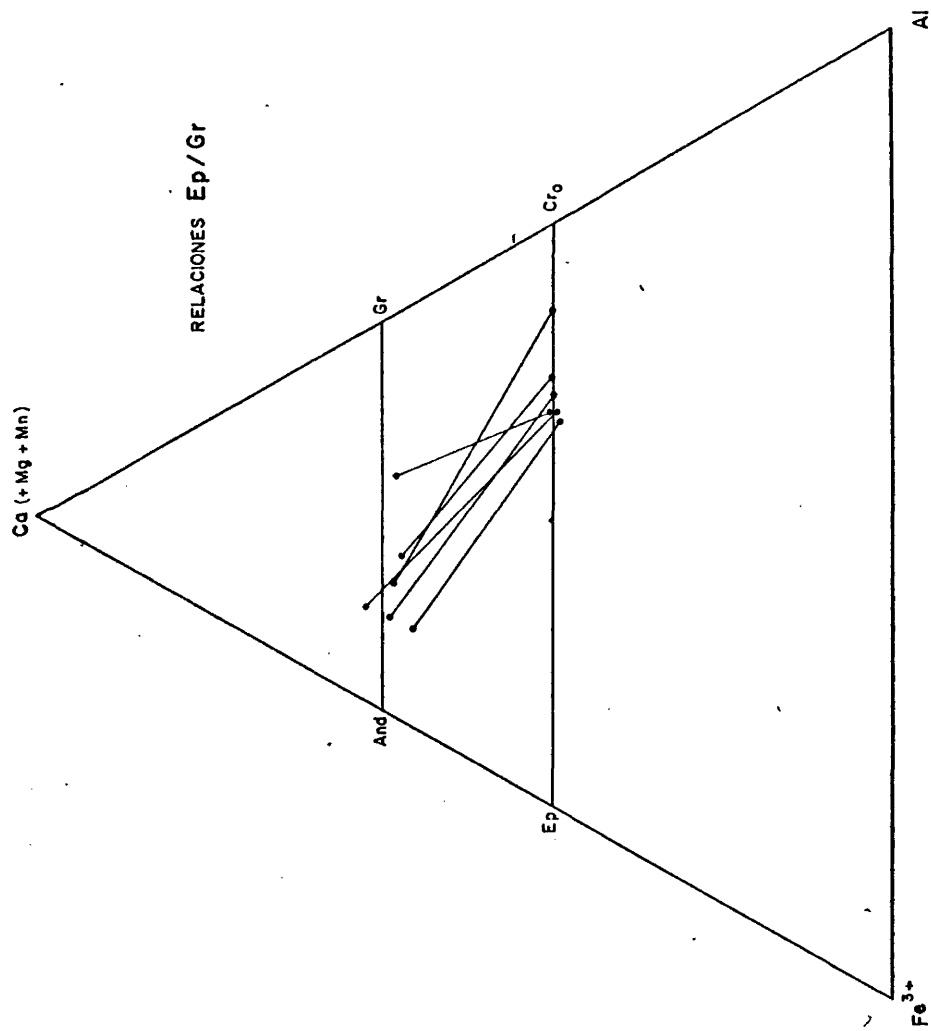
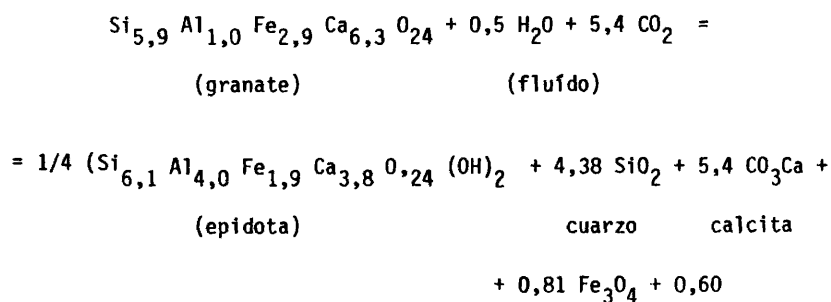


FIG. 81.

DRO 10), ligeramente más andradítica que el núcleo, hace pensar en un posible enriquecimiento simultáneo de Fe en ambos minerales, en contraposición con las conclusiones de MORGAN (1975) y KITAMURA (1975). No obstante, la posición anómala de la línea de conjugación (Fig. 81) que se refleja en un valor también anómalo del K_D (V. Apdo. 4.6.1.), sugiere un fuerte desequilibrio entre ambas fases. Desgraciadamente no disponemos de más datos núcleo-borde en la epidota.

El reemplazamiento pseudomorfo del granate por la epidota abre interesantes posibilidades de cara a la introducción de cambios químicos sustanciales en la etapa final de la fase fluida. Como ejemplo seguidamente se calcula el reemplazamiento del granate (Anál. 28-núcleo; CUADRO 10) por la epidota asociada (Anál. 6, CUADRO 14) sobre la base de aluminio constante, que puede considerarse una buena aproximación dado que a las bajas temperaturas del comienzo de la epidotización (300-350°C; V. Apdo. 4.6.1.) la solubilidad del Al en un fluido esencialmente acuoso es muy baja (MOREY et al. 1951). En éste cálculo despreciamos los componentes MnO, MgO, TiO_2 , cuyos niveles son muy bajos en ambos minerales.



Podemos comprobar que en la transformación se libera gran cantidad de sílice, calcio y hierro que lógicamente van a parar a la formación de cuarzo, calcita y un compuesto de hierro que en función de la relación fO_2/fS_2 será magnetita o pirita.

CUADRO 14

EPIDOTAS

	1 62661	2 59304	3(1) 60273	3(2N) 60273	3(2B) 60273	4 58630	5 58629	6 58710
SiO ₂	37,54	39,11	37,75	37,79	37,65	37,99	37,41	38,58
Al ₂ O ₃	23,75	27,52	21,31	23,34	20,80	22,25	22,03	21,56
Fe ₂ O ₃	13,36	7,60	15,65	13,43	15,89	14,63	14,72	16,54
MgO	-	0,04	-	-	-	-	-	-
CaO	22,86	23,53	23,07	23,46	23,12	22,56	22,43	22,71
MnO	-	0,09	0,15	0,16	0,10	0,26	0,17	0,33
TiO ₂	-	0,07	-	-	-	-	-	-
H ₂ O*	1,88	1,93	1,86	1,88	1,85	1,87	1,85	1,89
Total	99,39	99,89	99,79	100,06	99,41	99,53	98,61	101,61

Si	5,94	6,08	6,06	6,01	6,08	6,07	6,03	6,10
Al	4,41	5,05	4,03	4,38	3,96	4,19	4,28	4,00
Fe	1,53	0,88	1,89	1,61	1,92	1,75	1,75	1,90
Ca	3,93	3,93	3,97	3,99	4,00	3,86	3,89	3,81
Mg	-	0,01	-	-	-	-	-	-
Mn	-	0,01	0,02	0,02	0,01	0,06	0,02	0,05
Ti	-	0,01	-	-	-	-	-	-
H*	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	17,81	17,97	17,97	18,01	17,97	17,93	17,97	17,86

El cálculo volumétrico sobre la base de la ecuación anterior indica que a partir de 100 cm³ de granate se formarán 27 cm³ de epidota, 38 cm³ de cuarzo, 76 cm³ de calcita y 14 cm³ de magnetita con el consiguiente aumento de volumen de 55 cm³. Ahora bien, como el reemplazamiento es pseudomorfo, resulta evidente que este volumen en exceso deberá localizarse en forma de rellenos de espacios abiertos, cavidades o grietas. Los minerales se "desplazarán" hacia estas zonas en base a la movilidad respectiva del catión determinante. Así, la calcita y el cuarzo, minerales perfectamente móviles, se desplazan con más facilidad que la epidota pudiendo concentrarse en puntos alejados, explicándose así las acumulaciones tardías de cuarzo, calcita (calcifiros), magnetita y en menor proporción sulfuros que se observan esporádicamente.

4.4.6.6. Opacos.

Hemos observado dos tipos bien diferenciados de mineralizaciones: magnetita y polisulfuros.

En el primer caso, se trata de masas monominerálicas de magnetita variablemente martitizada con trazas de pirita. Las hemos observado en relación con el stock de Helechoso y podrían en algún caso alcanzar concentraciones explotables.

Los polisulfuros los hemos encontrado sólo junto al Cortijo de Aguablanca (unos 300 m al SW), donde forman una mineralización diseminada con aspecto de "porphyry copper" armando en un conjunto heterogéneo de dioritoides y exoskarns magnésicos con Cpx + Espinela. Se trata de una mineralización diseminada y en fisuras en la que se distinguen en la mena calcopirita-pirita-pirrotina-marcasita y pequeñas cantidades de esfalerita (?) en intercrecimientos orientados con la marcasita y con inclusiones en go-

tas compuestas por calcopirita y pirrotina.

A veces las fisuras mineralizadas (sobre el exoskarn) muestran un zonado consistente en un ribete de granate muy anisótropo, en sectores radiales, al que sigue una zona de clorita y finalmente un anillo externo de anfíbol actinolítico. Se asocian cantidades menores de epidota y calcita. Tanto clinopiroxeno como la espinela están siendo reemplazados en proporción variable por éstos silicatos.

Sobre el dioritoide, la mineralización la forman pirrotina-calcopirita-pirita. Se asocian a un anfíbol uralítico que rellena fisuras en la plagioclasa. Con él se relacionan granillos de clinozoisita-epidota.

La presencia de cristales de pirita con trazas de calcopirita es frecuente en los aposkarns. Normalmente dichos granos muestran una corona policristalina de epidota rica en Fe.

4.5. Geoquímica de los procesos de skarn.

Los procesos metasomáticos obligan a establecer previamente una serie de conceptos básicos que pueden concretarse en los dos siguientes: a) fijación de un sistema de referencia para la cuantificación del proceso y b) significado de los componentes químicos, con vistas a estimar la evolución de las disoluciones activas.

4.5.1. Sistemas de referencia (Reference frames).

En todos los procesos fisicoquímicos que tienen lugar con un

intercambio de materia, es necesario, a efectos cuantitativos, de finir un sistema de referencia que nos permita establecer el sentido relativo en que se han movido los componentes. Este problema, antiguo en los estudios sobre difusión, ha sido introducido en la petrología de los procesos metasomáticos por THOMPSON (1959). En un trabajo posterior, este mismo autor (THOMPSON, 1975) enumera y analiza, con relación al estudio de un skarn bimetasomático, los tres tipos de sistema de referencia que se emplean con más frecuencia en petrología. Se trata de volumen constante, componente constante y contacto inicial.

El primero corresponde a la ley empírica de la conservación del volumen en los procesos metasomáticos y que se conocen corrientemente como Ley de Lindgren. Su aplicabilidad disminuye al aumentar la profundidad del proceso metasomático (p. ej. en el metamorfismo regional) y cuando éste tiene lugar sobre rocas ricas en un componente volátil, como los mármoles. En este caso, la desvolatilización acompañada por la alta presión litostática o dirigida, se traduce en una importante disminución del volumen del sistema.

En Rivera de Cala, resulta evidente que los skarns son reemplazamientos esencialmente isovolumétricos, fundamentalmente cuando se desarrollan sobre granitos, dioritoides o corneanas cálcicas. En este caso las únicas variaciones son las debidas a las diferencias, despreciables a efectos cuantitativos, en las porosidades intergranulares entre la roca inicial y el skarn (GRESSENS, 1967).

El reemplazamiento en mármoles, genera por el contrario, cavidades drusiformes en proporciones variables difícilmente cuantificables. La baja presión litostática, probablemente inferior a 0,5 Kb ha sido insuficiente para el "colapso" de la roca y el cambio volumétrico negativo, debido mayoritariamente al efecto del CO₂ desprendido, se traduce en el desarrollo de estas cavidades.

No obstante lo anterior, en el tratamiento cuantitativo que

sigue, hemos considerado en todos los casos condiciones isovolumétricas empleando para ello la Celdilla de Barth (BARTH, 1952) o el cálculo comparativo en términos de moles de componente por 100 cm³ de roca para cada zona (GRESSENS, 1967).

El segundo sistema de referencia se basa en aceptar que uno o más componentes se han mantenido fijos durante el metasomatismo. La elección tiende a basarse corrientemente en observaciones petrográficas o datos experimentales. Así, el trabajo de CARMICHAEL (1969), demuestra que el Al se mantiene prácticamente constante en dominios superiores a algunos milímetros durante el metamorfismo de rocas pelíticas. Esta observación coincide con la baja solubilidad de este componente en fluidos acuosos a alta temperatura, demostrada experimentalmente por MOREY y HESSELGESSER (1951). No obstante, la presencia de CO₂ en el fluido aumenta la solubilidad de este componente, junto con la de la sílice, como constata BURNHAM (1967). Esto último, como veremos seguidamente, resulta evidente en el metasomatismo de alta temperatura del mármol para formar el exoskarn granatítico. A temperaturas más bajas y en rocas ricas en Al, este componente tiende a hacerse más inerte. Así, la descomposición del granate a $Ep \pm Calc \pm Q$ calculada anteriormente (V. Apdo. 4.4.6.5.) sobre la base de aluminio constante, es muy compatible con los datos de observación.

Otros componentes aceptados como inertes en medios metamórficos, son el Ti y en general las bases débiles. Respecto al primero, su comportamiento coincide con el del Al.

El tercer sistema de referencia es útil cuando puede encontrarse un rasgo textural o mineralógico que "fossilice" la antigua interfase entre los dos sistemas que intercambian materia. La identificación del contacto original, en el caso de los skarns bimetasomáticos, permite un cálculo cuantitativo bastante preciso, pudiéndose llegar a estimar el sentido absoluto del movimiento de los componentes.

4.5.2. El significado de los componentes durante el metasomatismo.

El hecho más destacado de los procesos metasomáticos es sin duda su tendencia a la reducción progresiva del número de fases presentes en las sucesivas zonas y que hemos comprobado en Rivera de Cala (V. Apdo. 4.4.3. y 4.4.4.). Este fenómeno constatado desde antiguo, recibió una brillante interpretación por KORZHINSKII (1950, 1965, 1967 y 1970) en una serie de trabajos sucesivos, al introducir en el tratamiento el concepto de componentes inertes y componentes perfectamente móviles. La idea ha recibido amplio eco entre los autores occidentales (p. ej. THOMPSON, 1967; VIDALE, 1969; VIDALE y HEWITT, 1963) y entre los españoles sin duda, el primero en emplearla ha sido HERNANDEZ-PACHECO (1974).

El concepto de movilidad parte de la aplicación de la regla de las fases de Gibbs a este tipo de sistemas. Al no coincidir el número de fases observado con el número de componentes, resultaba clara la inaplicabilidad de la regla de Goldsmith. Esto es, la varianza del sistema o número de parámetros intensivos independientes debía ser superior a dos (P y T). La única explicación era aceptar que los potenciales químicos de ciertos componentes venían impuestos desde fuera del sistema, mientras que los de otros estaban definidos internamente. En este último caso el comportamiento termodinámico del componente se expresa por su masa que es una propiedad extensiva. El primer tipo de componentes recibió el nombre de perfectamente móviles y los segundos el de inertes (KHORZHISKII op. cit.). En la terminología de ZEN (1963), que revisa el significado de los componentes, los dos tipos recibieron el nombre de Boundary Value Components e Internal Value Components respectivamente.

Cualquier componente sólo puede pertenecer a una de estas dos categorías. El paso del comportamiento inerte al perfectamente móvil conlleva la disminución de uno en el número de fases de la paragénesis, con la siguiente definición de un frente de zona neto.

Aunque el concepto de movilidad es termodinámicamente compren-

sible, su significado real durante el metasomatismo, esto es, su correspondencia con la movilidad física o dinámica resulta más oscuro.

En este sentido son clarificadores los trabajos de VIDALE (1969), VIDALE y HEWITT (1973) y GREENWOOD (1975).

El mecanismo que controla la movilidad termodinámica de un componente es la capacidad de tamponamiento que sobre él tiene la paragénesis de cada zona mineral. Esto es, aunque el componente esté desplazándose de una zona a otra en la que su potencial químico sea más bajo, la interacción de la fase fluída con la asociación mineral tampona su potencial químico hasta que una de las fases sólidas desaparece. En este momento el potencial del componente en cuestión desciende bruscamente en dicha zona, igualándose al valor más bajo de la zona adyacente. En este momento el componente pasa del estado inerte al perfectamente móvil.

Vemos pues, que la inercia o movilidad termodinámica son conceptos independientes de la movilidad dinámica, esto es, un componente inerte puede de hecho estar desplazándose de una zona a otra.

SOBOLEV (1972) analiza con detalle este problema. Como la movilidad termodinámica depende de la capacidad de tamponamiento de una reacción química de intercambio, resulta lógico pensar que dicha movilidad estará condicionada por la velocidad con que el componente es aportado o sustraído de la zona en la fase fluída intergranular. Dicho de otra manera, una sustracción rápida de un componente favorecerá en mayor medida su paso al estado perfectamente móvil que en el caso contrario. En líneas generales, la movilidad termodinámica coincide pues a grandes rasgos con la dinámica, lo que permite establecer una secuencia de series de movilidad (V. SOBOLEV op cit. pp. 250 y siguientes) en base a determinaciones experimentales de difusividad. Dicha secuencia por orden de movilidad decreciente es de la forma: aniones - iones de metales alcalinos - cationes divalentes - síliceo - aluminio - titanio. Naturalmente, puede haber muchos saltos en esta escala

que dependen entre otros de condiciones tales como el eH, pH y fO_2 en el medio. Así el paso del hierro divalente a trivalente disminuye su movilidad por debajo de la del aluminio. Este último se hace a su vez muy móvil en medios de alcalinidad o acidez excepcionales.

En los procesos infiltracionales, la movilidad está definida por el llamado efecto de infiltración introducido por KORZHINSKII (1970). La observación, según este autor, confirma que la movilidad, cuando intervienen este tipo de mecanismos metasomáticos, es coincidente con la secuencia anterior de difusividades, lo que significa que también en este caso el estado de las especies químicas (moleculares, iónicas, complejos o cationes solvatados) es el factor que controla su movilidad.

En un reciente trabajo OSTROSKIY (1974) critica el concepto de movilidad de Khorzhinskii en base también a consideraciones termodinámicas. Según este autor, la teoría de sistemas abiertos de Khorzhinskii se basa en un funcionamiento de tipo osmótico o membrana que no es aplicable a los procesos geológicos. Asimismo, según este autor, las difusividades parecen ser muy semejantes para todos los iones a excepción de los grupos hidronio e hidroxilo, por lo que en su opinión una escala de movilidades basada en este parámetro no parece justificada.

En nuestro trabajo hemos adoptado los puntos de vista de SOBOLEV (1972). Las movilidades las hemos basado en la constatación de cambios cuantitativos significantes en las concentraciones de los componentes y sobre ellas hemos elaborado un esquema de evolución geoquímica de las disoluciones.

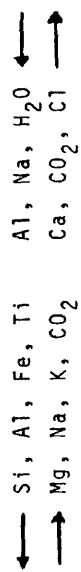
4.5.3 Aspectos cuantitativos del metasomatismo en Rivera de Cala.

La ausencia de regularidad en la zonación de alta temperatura así como su dimensión megascópica obligan al empleo de la

CELILLA DE BARTH

	Si	Al	Fe3	Fe2	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	C	Cl	OH
Mármol	7,17	1,16	0,0	0,19	0,0	1,34	39,97	0,55	0,60	0,00	50,93	0,0	0,0
C.piroxenita	52,79	0,60	0,0	5,67	0,35	21,45	25,93	0,0	0,0	0,06	0,0	0,0	0,0
Granatita	40,31	13,12	13,56	0,0	0,26	0,17	38,34	0,0	0,0	0,30	0,0	0,0	0,0
Variación relativa granatita/mármol	+	+	+			-	=	-	-	+	-		
Dioritoide 6	44,75	21,70	1,37	2,74	0,07	8,57	14,46	6,58	0,68	0,18	0,0	0,0	6,52
" 7	44,49	16,72	1,25	4,15	0,18	9,16	12,40	6,82	1,05	0,71	0,0	0,0	5,12
" 9	46,62	17,53	1,58	2,92	0,09	14,07	11,15	6,03	1,37	0,23	0,0	0,0	11,26
" 11	48,15	19,22	0,13	2,48	0,13	7,73	13,87	6,26	2,81	0,73	0,0	0,0	8,00
Endoskarn 8	47,98	12,63	0,44	3,45	0,15	10,16	21,96	4,03	0,65	0,29	1,16	0,29	5,27
" 13	47,45	14,50	1,28	4,55	0,23	8,92	20,90	4,91	1,02	0,52		0,45	4,57

Variación relativa endoskarn/dioritoide =



MARMOL

DIORITOIDE

Celdilla de Barth como único medio de cuantificar el intercambio de materia. El estudio lo hemos basado en un skarn de tipo frente (c.metasomática 5) con desarrollo de una zona de granatita y a veces una de clinopiroxenita sobre el mármol cálcico, y un periskarn escapolítico sobre el dioritoide. Se observa bien en la zona del Cortijo de Aguablanca (Fig. 52).

En el CUADRO 15, se presentan las celdillas de las diferentes litologías y se indica mediante un símbolo si su desarrollo ha ido acompañado o no por cambios sustanciales de materia. En el diagrama acompañante se visualizan las conclusiones.

La composición del mármol se basa en la de los minerales componentes y el análisis modal (V. p. 120). Los periskarns corresponden a los análisis 8 y 13 (CUADRO 2) y en ellos se han determinado también CO_2 , Cl y en un caso SO_3 . La composición de la clinopiroxenita y la granatita son medias de varios análisis minerales correspondientes a la c.metasomática 1.

Resulta evidente, que la formación del endoskarn ha implicado un aporte notable de CaO (hasta 21% en peso; Anál. 8), CO_2 y Cl acompañado por una extracción de Al, Na y H_2O .

En el mármol la formación de granatita implica un gran aporte Si, Al, Fe y Ti con eliminación de Mg, Na y K y gran cantidad de CO_2 . La clinopiroxenita supone una zona local de fuerte concentración de Mg.

Resulta destacable la inercia del Ca en el mármol y de la sílice y Fe en el dioritoide, así como la movilidad del Al en los dos casos, así como la del Si y Fe en el mármol.

A la vista de lo anterior, podemos concluir, que tanto el Si como el Fe necesarios para la formación de la granatita son de procedencia externa. Asimismo, las bases fuertes (Na y K) han sido extraídas del sistema. Respecto del Al no es de descartar una posible redistribución entre el endo y el exoskarn. Así, empleando valores medios, la formación de un volumen de granatita implica una cantidad de Al equivalente a 2,3 volúmenes de periskarn es

capolítico lo que parece razonable en Rivera de Cala. Parte del Mg ha debido de escapar del sistema, pues el espesor de la zona de clinopiroxenita es muy reducido en comparación con la granatita. Asimismo, parte del CO_2 y del H_2O han escapado también del sistema.

Concluyendo la formación del skarn de alta temperatura con escapolita implica un aporte externo de Si, Fe, Ca y Cl y una eliminación de Na (+ K), Mg, CO_2 y H_2O .

En el granito de Helechoso, como hemos visto anteriormente se puede establecer una sucesión temporal de columnas metasomáticas de tipo vena, en el orden $7 \rightarrow 8 \rightarrow 9$.

De la columna 7, con escapolita, sólo puede hacerse una estimación cualitativa dadas las texturas pegmatoides. No obstante, resulta evidente una extracción intensa de Si y álcalis, así como un aporte de Ca, Fe, CO_2 y Cl.

Las otras dos columnas se avienen bien a la cuantificación dado que el desarrollo centimétrico del zonado y la uniformidad del grano permiten una estimación composicional de cada zona en base al análisis modal y composición de los minerales determinada por microsonda, ópticamente o asumiendo estequiometría. Las densidades necesarias para estos cálculos han sido tomadas del Handbook of Physical Constants (1966).

La Fig. 82 corresponde a una columna metasomática de tipo 8. En uno de los diagramas se indica la composición modal de cada zona y en el otro, la composición química en moles/100 cm^3 de acuerdo con el método de THOMPSON (1975). Los valores correspondientes figuran en el CUADRO 16-A. La composición del granito sin afectar por la transformación es la del Anál. 25 (CUADRO 2). En el CUADRO 16-B se han recalculado las composiciones (en gramos) de cada zona proporcionalmente a su espesor en base a una columna de 5,7 cm. de largo y 1 cm^2 de base. Para la zona 4 se ha tomado un espesor mínimo de 4 cm, aunque como dijimos anteriormente su límite con el granito no ha podido ser establecido.

CUADRO 16

A	Zonas:					ILM 58613
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	2,9400	2.5100	2.5800	3,0100	3,2700	
Al ₂ O ₃	0,0087	0,2780	0,3560	0,3900	0,3280	
FeO	0,7800	0,9000	0,7133	0,0253	0,0912	
MnO	0,0360	0,0350	0,0200	0,0013	0,0007	
MgO	0,6590	0,0930	0,0560	0,0250	0,0760	moles /100 cc.
CaO	1,3800	1,9200	1,5100	0,1100	0,0900	
Na ₂ O	0,0300	0,0300	0,1100	0,0800	0,1500	
K ₂ O	-			0,2500	0,1000	
TiO ₂	-	0,0280	0,0330	-	0,0090	
	Cpx	Gr + Cpx	Pl + Gr	FK	GRANITO	

B

Composiciones proporcionales a la anchura de las zonas y balance respecto a una columna de granito del mismo espesor.

	1	2	3	4	total	granito	balance	
							Gramos	mols.x 100
SiO ₂	0,5300	1,5105	0,6197	7,2376	9,8977	11,2187	-1,3210	-2,20
Al ₂ O ₃	0,0260	0,2842	0,1453	1,5920	2,0241	1,9060	+0,1180	+0,10
FeO+	0,1676	0,7120	0,2259	0,0728	1,1783	0,3870	+0,7913	+1,00
Fe ₂ O ₃								
MnO	0,0076	0,0248	0,0057	0,0036	0,0417	0,0028	+0,0389	+0,05
MgO	0,0797	0,0375	0,0090	0,0408	0,1670	0,1744	-0,1336	-0,33
CaO	0,2331	1,0787	0,3391	0,2516	1,9025	0,2838	+1,6187	+2,88
Na ₂ O	0,0060	0,0195	0,0276	0,1848	0,2415	0,5318	-0,2903	-0,71
K ₂ O	-	-	-	0,9288	0,9288	0,5275	+0,4013	+0,43
TiO ₂	-	0,0224	0,0105	-	0,0329	0,0438	-0,0109	+0,01

Anchura zonas: 0,3 + 1,0 + 0,4 + 4.0 = 5.7 cm.

SERIE DE MOVILIDAD :

Ca Si Fe Na K Mg Al Mn Ti

CUADRO 17

A	Zonas:					ILM 58629
	1	2	3	3	5	
SiO ₂	2.1702	2.5095	3.1427	2.9475	3.2700	moles/100 c.c.
Al ₂ O ₃	0,0870	0,2973	0,4232	0,4038	0,3280	
FeO _{tot.}	1,3952	0,9339	0,0627	0,1615	0,0912	
MnO	0,0454	0,0258	0,0009	0,0025	0,0007	
MgO	0,0094	0,0964	0,0235	0,0565	0,0760	
CaO	2,1738	1,5535	0,1325	0,2651	0,0900	
Na ₂ O	-	0,0169	0,3406	0,0847	0,1500	
K ₂ O	-	0,0013	0,0003	0,1864	0,1000	
TiO ₂	-	0,0151	0,0015	0,0155	0,0090	

Gr	Gr + Anf + Ep	Anf + Ep + Pl	FK	GRANITO
----	---------------------------	---------------------------	----	---------

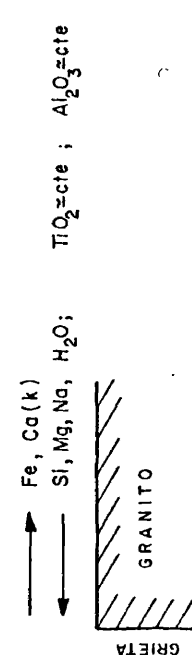
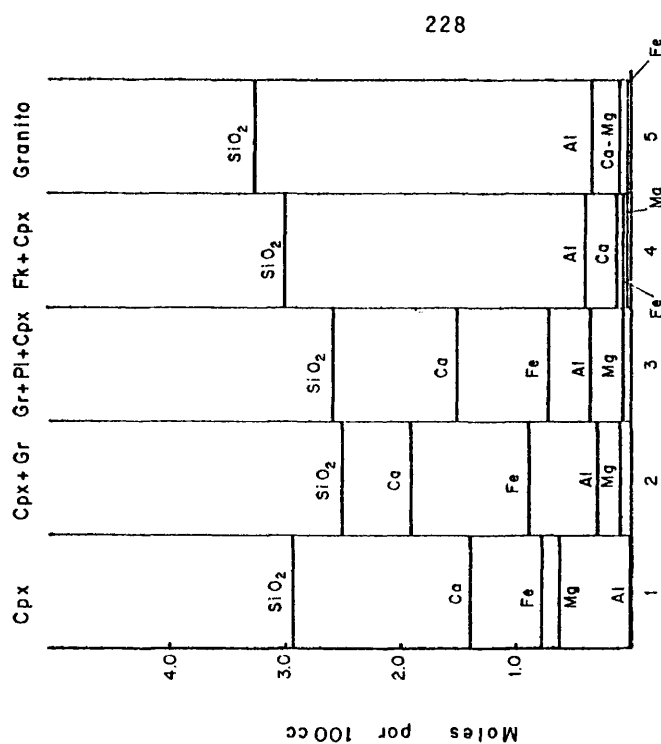
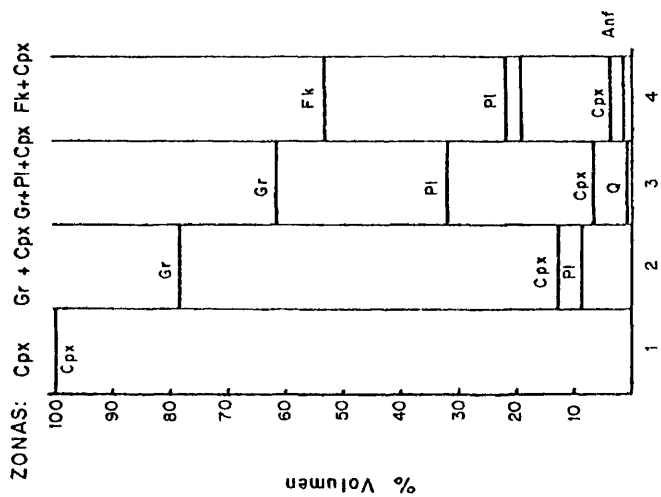
B
Composiciones proporcionales a la anchura de las zonas y balance respecto a una columna de granito del mismo espesor.

	1	2	3	4	5	balance mols.x 100
SiO ₂	0,4340	1,2547	1,2570	4,4212	8,5020	-1,1351
Al ₂ O ₃	0,0174	0,1486	0,1693	0,6057	0,8528	+0,0882
FeO _{tot.}	0,2790	0,4669	0,0251	0,2422	0,2371	+0,7761
MnO	0,0090	0,0129	0,0003	0,0037	0,0018	+0,0241
MgO	0,0018	0,0482	0,0094	0,0847	0,1976	-0,0535
CaO	0,4347	0,7767	0,0530	0,3976	0,2340	+1,4280
Na ₂ O	-	0,0084	0,1362	0,1270	0,3900	-0,1184
K ₂ O	-	0,0006	0,0001	0,2796	0,2600	+0,0203
TiO ₂	-	0,0075	0,0006	0,0232	0,0234	+0,0079

Anchura zonas: 0,2 + 0,5 + 0,4 + 1,5 = 2,6 cm.

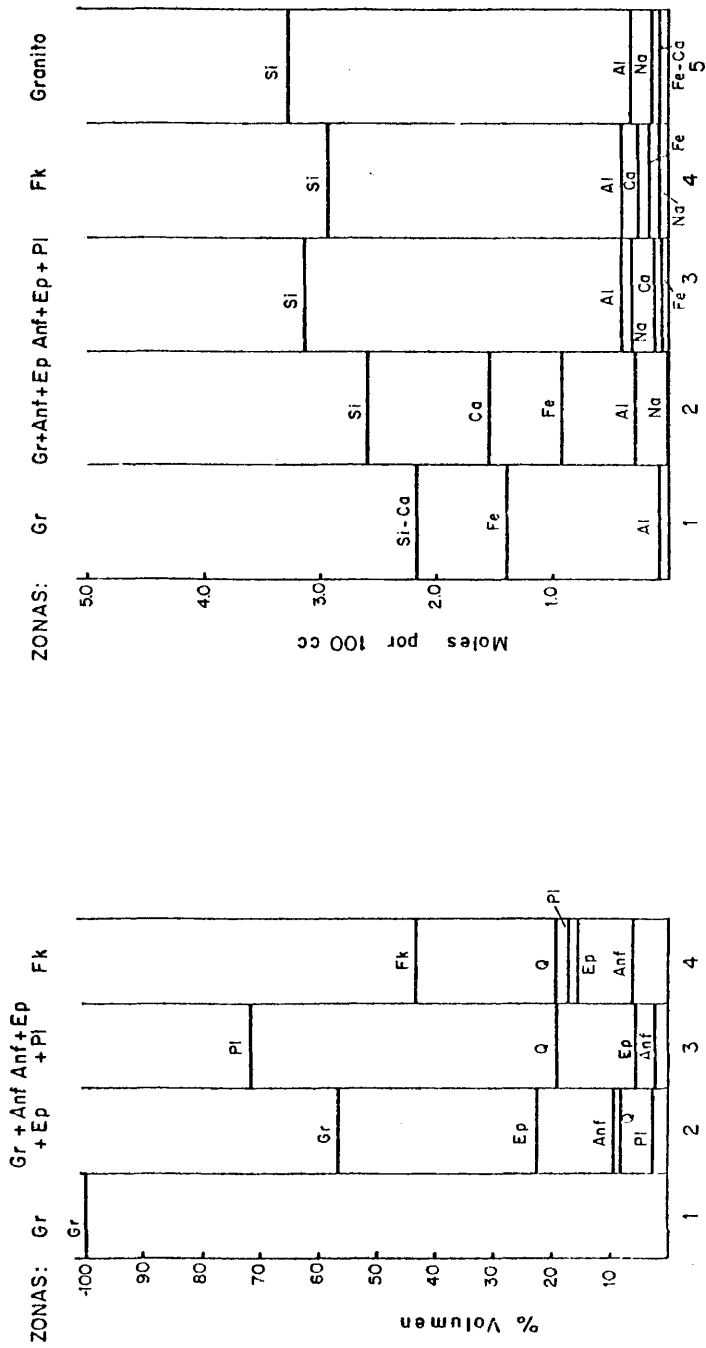
SERIE DE MOVILIDAD:

Ca Si Fe Na Al Mg Mn K Ti



58613

FIG. 82



58629 SUBEN: Fe, Ca
BAJAN: Al, Si, Na, H₂O

FIG. 33

Al final del CUADRO 16-B figura un balance de materia (en gramos) en relación a una columna de la misma longitud supuesta de granito.

La formación de éstas venas de alta temperatura ha implicado, como puede verse, un fuerte aporte de Ca y Fe (y probablemente de K) con fuerte extracción de Si y en menor proporción Mg, Na y H₂O. El Ti y el Al mantienen unos niveles prácticamente constantes.

Respecto del K resulta evidente una fuerte precipitación del mismo en la zona 4 (FK + CPX) y que se traduce en fenómenos de reemplazamiento de los microfenocristales relictos de plagioclasa (An 31). Complementariamente el Na tiende a alojarse en la zona 3.

Asumiendo una correlación entre magnitud del intercambio de un componente y el grado de movilidad del mismo, de acuerdo con lo establecido más arriba (V. Apdo. 4.5.2.), podemos establecer una escala de movilidad decreciente de la forma

H₂O Ca Si Fe Na K Mg Al Ti

El proceso de movilización, como podría esperarse por la teoría, tiene lugar de forma discontinua y progresiva, como se ve en la Fig. 82. Así el Ca y el Fe pasan del estado inerte al perfectamente móvil en el tránsito de la zona 4 a la 3. El Mg y el Al, lo hacen sólo al final, al pasar a la zona del Cpx (zona 1).

Un ejemplo típico de vena de baja temperatura (c. metasomática 9) se representa en la Fig. 83. Al igual que en la anterior se indica la composición modal y química de cada zona en sendos diagramas. En el CUADRO 17-A figuran los valores correspondientes. Asimismo, en el CUADRO 17-B se representa un balance de materia (en moles x 100) en base a una columna de 2,6 cm. La escala de movilidad deducida en base a estos datos es

H₂O Ca Si Fe Na Al Mg Mn K Ti

Realmente sólo los tres primeros componentes experimentan cam

bios cuantitativos significantes. Todos los demás son esencialmente inertes y sus variaciones, en buena parte, caen dentro del error analítico (Análisis modal, composición mineral, etc.).

En la Fig. 83 se ve que el Ca, Fe y Na pasan a la condición de movilidad en la zona 2 (GRAN + ANF + EP) mientras que el Al lo hace en la 1.

Respecto al K se observa un comportamiento parecido al de la columna anterior, esto es, una redistribución isoquímica en la columna con precipitación en la zona 4. Dicho de otra manera, no hay aporte ni extracción, sencillamente el K es transportado desde las zonas 1, 2 y 3 a la 4 donde se acumula. El Na se concentra complementariamente en la zona 3 al igual que se observaba en la columna anterior.

Este último proceso no tiene fácil explicación. La existencia de gradientes térmicos como generadores de una redistribución de los álcalis (ORVILLE, 1963) no parece razonable en base a las pequeñas distancias al centro de la grieta. Desde un punto de vista termodinámico el paso de la zona 3 a la 4, expresable mediante la reacción de intercambio $\text{Na} \rightleftharpoons \text{K}$, sugiere la existencia de gradientes recíprocos en los potenciales químicos de éstos componentes, disminuyendo el del K hacia el granito, o lo que es lo mismo, alejándose de la grieta central por la que circulaban las disoluciones. VIDALE (1969) observa experimentalmente un comportamiento anómalo semejante para el K. En la zonación bimetasomática desarrollada entre calcita y una mezcla de "composición pelítica", o en columnas formadas por asociaciones minerales composicionalmente intermedias entre ambos términos, el K, en contra de lo que podía esperarse, se desplaza hacia la pelita, concentrándose en el lado más distal de ésta en condiciones de equilibrio. En este caso y al igual que sucede en las venas de Helechosos hay una fuerte introducción de Ca hacia la pelita (granito en nuestro caso) y una extracción de Si y Mg hacia el mármol (en nuestro caso la grieta central). Esto es, parece como si el K se hubiera desplazado contra su propio gradiente de concentración. Este proceso denominado

"up-hill diffusion" es perfectamente factible en sistemas difusionales con más de un componente independiente y ha sido confirmado teórica y experimentalmente (COOPER, 1974).

Respecto a los skarns de alta temperatura con feldespatos alcalinos (c. metasomáticas 2 y 3) desarrollados sobre corneanas cálcicas, su carácter pegmatoide impide una vez más un estudio cuantitativo. No obstante parecen evidentes las siguientes conclusiones:

a) El proceso comienza con una intensa albitización de la corneana que implica fijación del Na.

b) El FK es posterior a la albita y sugiere un reemplazamiento del tipo $\text{Na} \rightleftharpoons \text{K}$ controlado por la temperatura de acuerdo con los resultados experimentales de ORVILLE (1963).

c) El proceso culmina con una fuerte fijación del Fe en el piroxeno y probablemente el granate, que se superpone a ambas zonas alcalinas.

d) La formación de una zona de granate, rico en andradita (p. ej. Anál. 20 al 22, CUADRO 10) sobre el mármol adyacente (c. metasomática 2) y probablemente en parte sobre la propia corneana (c. metasomática 3) sugieren aporte de Al, Si y Fe en dirección opuesta a los procesos a) y b).

La tendencia al enriquecimiento en Na en las escapolitas, lleva a pensar que los skarns con feldespatos alcalinos son un tipo de más baja temperatura, intermedio entre los tipos escapolíticos y la facies de baja temperatura. Esto es, pensamos que en la facies de alta temperatura se pueden distinguir dos subfacies, una escapolítica y otra albitica. La feldespatización (FK) con clinopiroxeno extable define probablemente otra subfacies de alta temperatura, que se desarrolla sobre las dos anteriores, aunque más intensamente sobre la albitica.

4.5.4. Composición y evolución geoquímica de la fase fluída.

4.5.4.1. Componentes principales.

En la Fig. 84 se han representado las reacciones más significativas a efectos petrogenéticos dentro del sistema Ca-Al-Fe-Si-CO₂-H₂O. Los datos proceden de GREENWOOD (1967), GORDON y GREENWOOD (1971), LIOU (1973), HARKER y TUTTLE (1956) y TAYLOR y LIOU (1978). Estas curvas de equilibrio delimitan los campos isobáricos composicionales (X_{CO_2}) de minerales significativos presentes en nuestros skarns: granates, epidota y prehnita.

Consideradas primero las reacciones sin Fe, debemos destacar que a excepción de la de formación de wollastonita para la que se indica su posición a 2 y 0,5 Kb (1 - 1'), las demás se proyectan a 2 Kb. No obstante, se puede estimar la disposición aproximada del sistema a presiones más bajas en base a los datos de BOETTCHER (1970) sobre las reacciones (8) Zo + Q = Gros + An + Gas y (2) Gros + Q = An + Wo. Así, esta última, insensible a la X_{CO_2} , desciende a unos 550°C a 0,5 Kb. mientras que la primera con ella el punto invariante A, se sitúa a unos 460°C, acercándose al campo de estabilidad de la prehnita cuyo límite superior definido por la reacción Pr = Zo + Gros + Q + Gas (5) está en torno de 450°C y es prácticamente insensible a la presión (LIOU, 1971).

Por otro lado, es importante destacar la influencia que sobre los límites de estabilidad del granate tiene la actividad de la grosularia. Así, la reacción (3) Gros + Gas = Q + Calc + An representada a 2 Kb se desplaza hacia la derecha con el aumento del componente andradítico, acercándose a la curva (11) que señala el límite de estabilidad de la andradita pura (And + Gas = Q + Calc + Mt (o Ht)). La posición de esta reacción a 0,5 Kb ha sido tomada de TAYLOR y LIOU (1978).

La participación del Fe en el sistema obliga a definir la fO_2

como variable adicional. Así la reacción (10) $\text{And} + \text{Q} = \text{Hd} + \text{Wo} + \text{O}_2$ es un sistema tampon relativamente insensible a la P_{total} , pero muy dependiente de la $f\text{O}_2$. Cuanto menor sea ésta, tanto menor será la temperatura de equilibrio, (Fig. 85), pudiendo incluso, si la $f\text{O}_2$ es lo suficientemente baja, situarse por debajo de la reacción (2) que definiría entonces un límite superior de estabilidad de la serie grandfítica.

Las reacciones en las que interviene el Fe pero en las que participa una fase volátil ($\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$), siempre que la $f\text{O}_2$ sea lo suficientemente alta para estabilizar el Fe^{3+} serán esencialmente sensibles a la P_{total} y a la X_{CO_2} , dado que estos gases constituyen la principal aportación a la $\Delta S_{\text{reacción}}$, reduciendo los efectos de los cambios en la $f\text{O}_2$. Asimismo, y al igual que en la reacción (3) los cambios en la actividad de la epidota reducirán notablemente su estabilidad, lo que se indica mediante flechas en la Fig. 84.

Para deducir la composición de la fase fluida en Rivera de Calá, hay que partir de las siguientes consideraciones:

a) Como se ha señalado anteriormente el comportamiento hidráulico del sistema skarn, caracterizado por la circulación a lo largo de fracturas abiertas y cavidades, obliga a pensar en unas condiciones de P_{fluido} notablemente inferiores a $P_{\text{litosférica}}$.

Así, una $P_f \approx 0,5 \text{ Kb}$ puede ser una estimación incluso alta.

b) El avance del granate a alta temperatura sobre la wollastonita en mármoles producto del metamorfismo de contacto, sitúa las condiciones a la izquierda de las curvas 1 - 1'.

c) La existencia de granates intermedios y ricos en grosularia indica composiciones de fluido a la izquierda de la reacción (3) ya que en ningún caso hemos observado una descomposición de tipo granate (1) = granate (2) + Q + Calc + An.

235

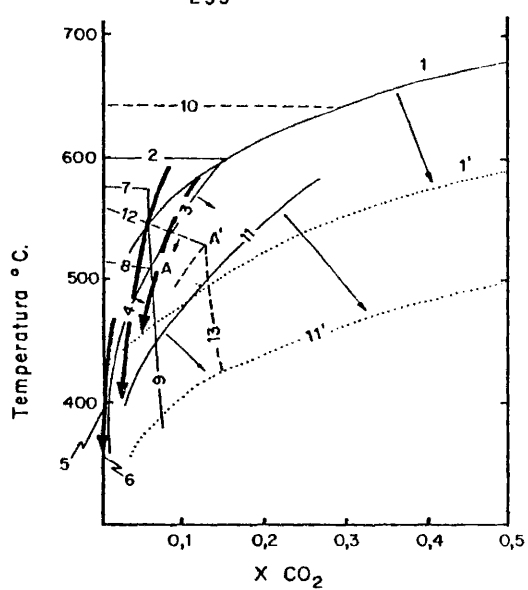


FIG. 84

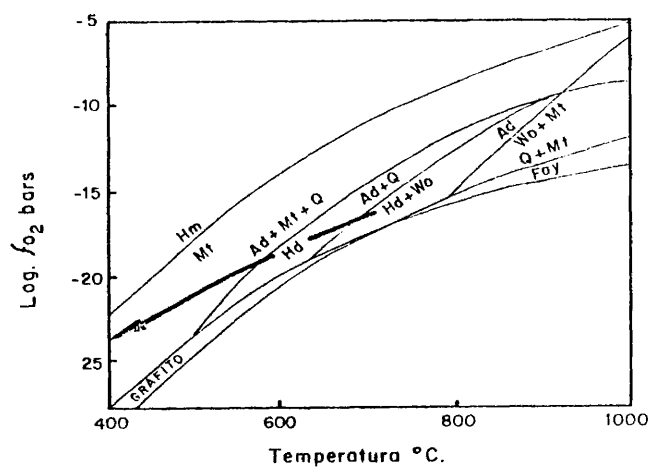


FIG. 85

d) La destrucción del granate según la reacción (4) $\text{Gros} + \text{Gas} = \text{Zo} + \text{Calc} + \text{Q}$ bien definida en Rivera de Cala, indica un valor de X_{CO_2} inferior al punto invariante A, cuya posición se modifica poco con el cambio en la P_{fluido} . El contenido de andradita del granate y de Ps en la epidota, desplazan la reacción hacia valores más ricos en CO_2 , debiéndose tomar como límite el punto A' ($X_{\text{CO}_2} \approx 0,13$).

e) La presencia local de prehnita indica un campo muy restringido de composiciones para los fluidos más tardíos ($X_{\text{CO}_2} < 0,02$).

De todo lo anterior puede concluirse que la fase fluida generadora del skarn ha sido esencialmente acuosa con valores de $X_{\text{CO}_2} < 0,15$. La evolución del mismo al bajar la temperatura se realiza hacia valores cada vez más bajos de X_{CO_2} lo que se ha indicado mediante flechas en la Fig. 84.

4.5.4.2. Fugacidad de oxígeno.

La coexistencia de granate + clinopiroxeno + wollastonita en mármoles asociados a skarns de la facies de alta temperatura, indica condiciones por encima de las de la reacción (10), mientras que la asociación de granate + clinopiroxeno + cuarzo en las venas de temperatura intermedia de las subfacies con feldespatos alcalinos en las venas de Helechosos y Cerro Almendro (c. metasomáticas 8 y 10 respectivamente) se sitúan por debajo.

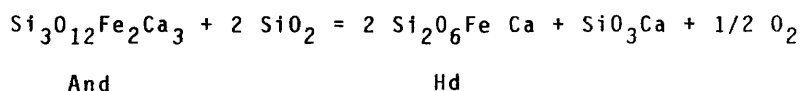
Como hemos visto la reacción (10) es sensible a la $f\text{O}_2$. En la Fig. 85 se han representado los sistemas tampon de interés en nuestro caso, a 2 Kb (TAYLOR y LIU, 1978). El efecto de la P_{total} sobre los mismos es insignificante, pues la $\Delta(\Delta V_{\text{sólidos}})$ con la

presión es muy pequeña (V. las ecuaciones en HUEBNER, 1971) lo que significa que a presiones más bajas la posición de las curvas es esencialmente la misma.

Debido a que en ningún caso hemos encontrado grafito, debemos suponer que la fO_2 ha sido en todo caso superior al límite de precipitación de este mineral según la reacción $CO_2 = C + O_2$.

Esto indica una temperatura mínima de unos 600°C para la reacción 10 y en todo caso por encima de la reacción (2) que se desplaza hacia temperaturas inferiores al hacerlo la P_{fluido} (V. más arriba).

Por otro lado, el efecto que sobre la reacción tienen las actividades de la Hd y la And debe de ser muy pequeño al compensarse mutuamente en la constante de equilibrio. Esto es, siendo la reacción:



la constante de equilibrio es

$$\ln K = \ln \frac{x_{Hd}^2 \cdot f(O_2)^{1/2}}{x_{And}^2}$$

Hemos asumido un modelo iónico e ideal para ambas disoluciones sólidas.

En el mármol (n.m. 58642) las fracciones molares de ambos componentes son muy semejantes ($X_{Hd} = 0,21$; $X_{And} = 0,24$). Asimismo en la vena de Helechoso (n.m. 58613-IV), $X_{Hd} = 0,50$ y $X_{And} = 0,75$.

La conclusión de lo anterior es que 600°C es un límite térmico entre las subfacies con escapolita y feldespatos alcalinos de la facies de alta temperatura.

Respecto a la fO_2 , un límite inferior en torno a 10^{-20} bars parece razonable para esta transición. La presencia de magnetita precipitada hacia el final de la facies de baja temperatura ($T = 300-350^\circ\text{C}$), confirma que las fugacidades del oxígeno se han mantenido por debajo del tampon HM evolucionando hacia valores progresivamente menores al descender la temperatura. El límite máximo para la formación de magnetita a esta temperatura es aproximadamente $fO_2 = 10^{-25}$ bars.

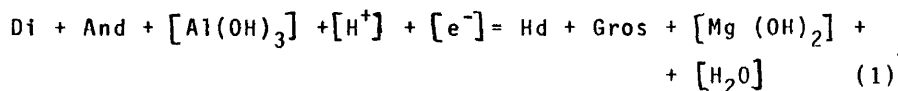
Los datos de ERNST (1966), sobre estabilidad de la ferrotremolita, confirman las bajas condiciones de fO_2 exigidas por los anfiboles con alto contenido en Fe^{2+} , que se aproximan al tampon QFM, lo que está de acuerdo con la trayectoria indicada en la Fig. 85.

4.5.4.3. Tendencias de enriquecimiento en hierro.

El hecho geoquímico más destacable en los skarns de Rivera de Cala, es el enriquecimiento progresivo en hierro puesto de manifiesto, tanto en la evolución del zonado de los minerales (clinopiroxeno, epidota y granate) como en sus composiciones globales (p. ej. granate y anfibol), en el paso de la facies de alta a la de baja temperatura y que culmina en la precipitación de magnetita en el dominio granítico de Helechoso, y de polisulfuros, esencialmente de Fe (Cpy, Py, Pt, Mc), en las rocas composicionalmente más básicas (corneanas cálcicas, dioritoides y mármoles).

Resulta asimismo destacable, el aumento también progresivo y en la misma dirección, del grado de oxidación, que se refleja en el contenido cada vez más alto de andradita en el granate, así como en la aparición de epidotas y magnetita en la facies de baja temperatura.

En la Fig. 86 se compara la ferruginosidad del clinopiroxeno con la del granate en contacto, en varios tipos de skarns de la facies de alta temperatura. La distribución del Fe entre ambos minerales se puede expresar mediante la reacción (ZHARIKOV, 1970):



Asumiendo como aproximación que las actividades del agua y de los dos hidróxidos se han mantenido prácticamente constantes, la distribución del Fe se puede expresar en la forma:

$$\frac{x_{\text{Fe}}^{\text{Py}}}{1 - x_{\text{Fe}}^{\text{Py}}} : \frac{x_{\text{Fe}}^{\text{Gr}}}{1 - x_{\text{Fe}}^{\text{Gr}}} = K_{\text{equil}}' \cdot [\text{H}^+] \cdot [\text{e}^-] = K_{\text{equil}}'$$

La constante K_{equil}' es esencialmente dependiente de la temperatura y ésta, podemos asumir que se ha mantenido prácticamente uniforme en todo el dominio sur de Rivera de Cala, durante el desarrollo del skarn.

Asimismo, el valor del potencial eH puede considerarse constante en el intervalo térmico de la facies de alta temperatura (GRAN + CPX) en base al efecto de tamponamiento de las disoluciones (ZHARIKOV op. cit. p. 632).

Con estas premisas resulta claro que el valor de la constante K_{equil}' (no es un coeficiente de distribución j), dependerá fundamentalmente del pH, que a su vez condiciona la $f\text{O}_2$ del medio. Así, un aumento de la acidez y por consiguiente un descenso de la $f\text{O}_2$, se traduce en un aumento de la K_{equil}' y por lo tanto, un alojamiento preferencial del Fe en el clinopiroxeno. Como puede verse en la Fig. 86, los pares Gran + Cpx se distri-

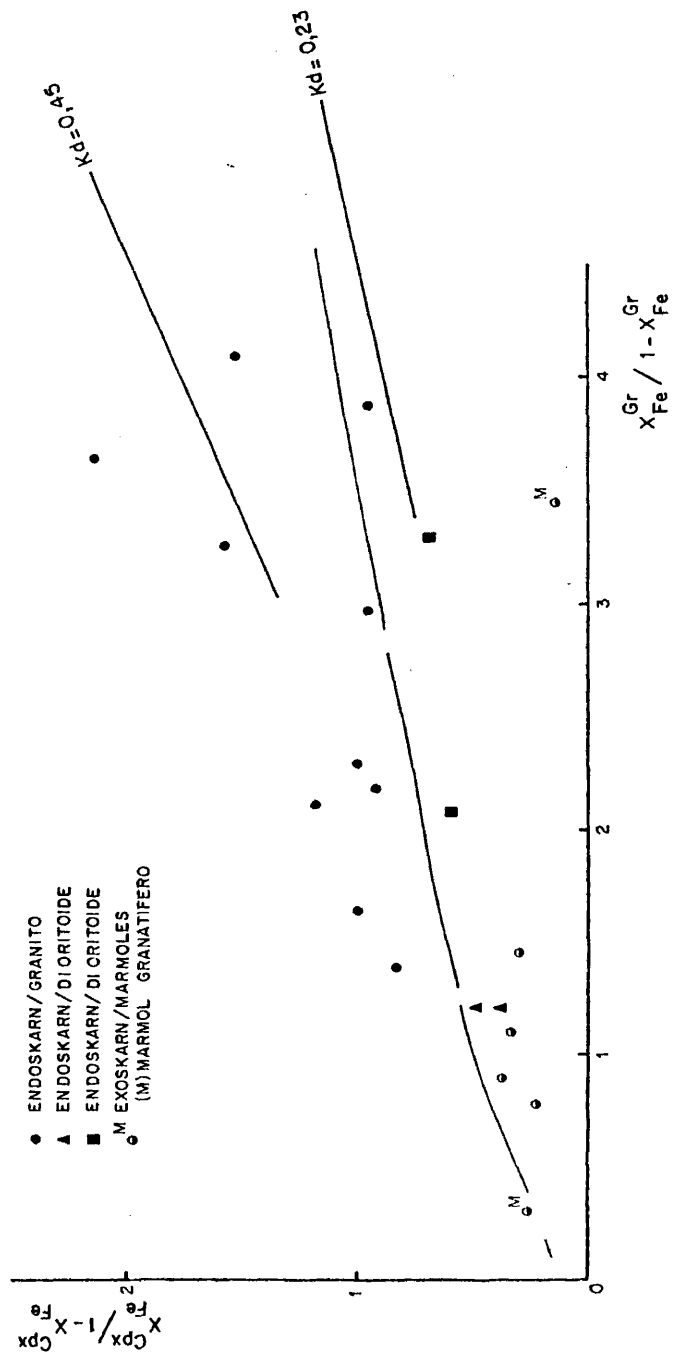


FIG. 36

buyen en Rivera de Cala en torno de los valores de la K'_{equil} de 0,45 para los endoskarns sobre granito y 0,23 para los demás casos.

La conclusión lógica es que las disoluciones que han circulado por el granito han sido más ácidas que las que lo han hecho a través de las demás litologías. Pensamos que esto se debe al intenso lavado de sílice, que se traduce en ácidos silícicos medianamente fuertes, en el granito. Por el contrario, en las demás litologías, más básicas, el efecto de las bases, principalmente en Ca, ha mantenido el fluido a un nivel de alcalinidad más alto.

Por otro lado, también destaca el contenido medio más alto en Fe del skarn de Helechoso lo que ya había sido constatado anteriormente al tratar las mineralogías individuales. Pensamos, que esta es una de las claves, junto con una fS_2 muy baja que explica las concentraciones magnetíticas en torno del pequeños stock granítico. Efectivamente, esta asociación de granate andradítico y depósitos magnetíticos ha sido reconocida frecuentemente (SHOJI, 1975).

4.5.4.4. Regímenes de alcalinidad.

La evolución mineral, escapolita (Me 45-57) \rightarrow albita \rightarrow FK (+ Cpx) \rightarrow FK (+ Anf, Ep, sulfuros) en los endoskarns y exoskarns sobre litologías básicas, y la sucesión escapolita \rightarrow oligoclasa (An 31) \rightarrow albita en las venas sobre rocas ácidas (p. ej. el granito de Helechoso), ésta última con una zona externa enriquecida en FK, con Cpx en la subfacies con oligoclasa y con ferrohornblenda + epidota en la subfacies albítica, sugieren un aumento progresivo en el potencial químico de los álcalis con el descenso de la temperatura.

La formación de escapolita tiene lugar en un medio poco alcalino favorecida por una elevada P_{CO_2} (EXSTROM, 1972), lo que está de acuerdo con la conclusión obtenida anteriormente de que la X_{CO_2} debió de ser relativamente importante en el fluido a alta temperatura. Asimismo, una actividad alta del Cl es necesaria para estabilizar el componente marialítico en las escapolitas de Rivera de Cala, apuntando pues hacia un medio ácido durante esta fase de la evolución del skarn.

El aumento del contenido en marialita de la escapolita y la intensa albitización observada a temperaturas progresivamente más bajas, refleja un aumento en la actividad de los álcalis, o lo que es lo mismo, un descenso en la acidez del medio. El aumento en la alcalinidad de las disoluciones activas continua con la formación de microclina, que puede comenzar al final de la facies de alta temperatura, lo que se refleja en la estabilidad del par microclina + clinopiroxeno (KORZHISKII, 1959; Fig. 77, p. 112). En el granito la fijación de los álcalis, con redistribución de los mismos, en las columnas metasomáticas 8 y 9, confirma la tendencia a la alcalinización progresiva de la fase fluida.

En la Fig. 87 se representa un diagrama $\mu_{Na} - \mu_K$, construido en parte sobre el de ZHARIKOV (1970) y enriquecido para la parte de bajo μ_K , a la izquierda del punto invariante A. La posición de éste punto se basa en una escapolita con composición de Me50 aproximadamente, y una oligoclasa (An 30; c. metasomática 8). La flecha indica la evolución supuesta para la fase fluida y se ha trazado teniendo en cuenta las paragénesis, así como las siguientes incompatibilidades observadas:

- a) FK + Gran (excluye los campos VII y VIII).
- b) FK + Escapolita (excluye el campo III).

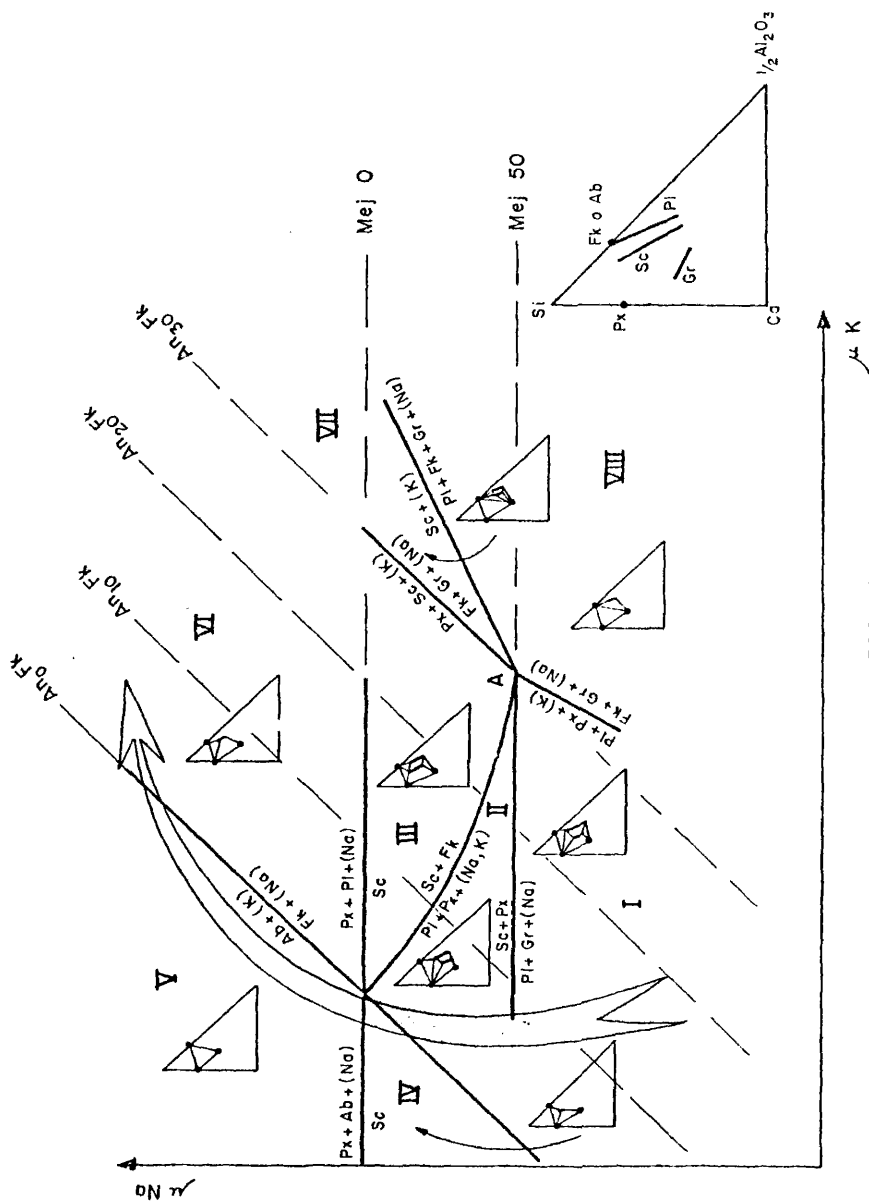


FIG. 37

4.5.4.6. Conclusiones.

Resulta evidente de la discusión anterior, que las disoluciones activas, responsables del skarn, han introducido principalmente Ca y Fe a lo largo de todo el proceso, lavando "selectivamente" a la roca, de otros componentes en función del grado de acidez.

Las disoluciones evolucionaron haciéndose progresivamente más alcalinas. En las subfacies con escapolita, que es la más ácida, son extraídos los álcalis y precipitada la sílice (en el mármol), junto con el Ca y el Fe. El aumento de la alcalinidad se traduce en la fijación de los álcalis en las subfacies con feldespatos alcalinos de la facies de alta temperatura, y la facies de baja temperatura. Simultáneamente, es extraída la sílice.

El aluminio, perfectamente móvil en medio ácido, se hace inerte al aumentar la alcalinidad a baja temperatura, y sólo se moviliza en las zonas más internas de las columnas metasomáticas.

En los skarns magnésicos sobre dolomías, la evolución hacia una alcalinidad en aumento en la fase fluida, se manifiesta en la fuerte fijación de Al_2O_3 y SiO_2 en la etapa magmática para formar una zona de clinopiroxeno rico en Al_2O_3 (etapa ácida). A esta sigue una importante formación de flogopita que refleja una intensa fijación del K_2O (etapa alcalina).

La fugacidad de oxígeno disminuye asimismo con la temperatura, aunque el medio se hace progresivamente más oxidante como corresponde a la alcalinidad creciente. En estas condiciones el hierro precipita intensamente en forma de Fe^{3+} , localizándose en los granates, progresivamente más andradíticos, epidotas y magnetita. En aquellos sectores donde la $f\text{S}_2$ ha sido alta, queda neutralizado el efecto oxidante, formándose polisulfuros de hierro (Cu, Zn). Este fenómeno parece restringirse en Rivera de Cala a materiales inicialmente básicos (corneanas cálcicas, mármoles y dioritoides) y en ningún caso se ha visto sobre el granito.

En los skarns infiltracionales es factible cierta evolución pulsante en la composición de las disoluciones (GUITARD et al.

1958), en términos de la relación Al/Fe y que se refleja en los zonados oscilatorios de los granates.

Asimismo, la destrucción de los granates (Apdo. 4.4.6.5) para formar el aposkar debió de introducir cambios cuantitativos significativos en la fase fluida (enriquecimiento en Fe, Ca y Si).

En términos de los componentes principales, las disoluciones debieron ser esencialmente acuosas, con contenidos variables de CO_2 ($X_{\text{CO}_2} < 0,15$) con tendencia a disminuir progresivamente al hacerla la temperatura.

Como ya hemos dicho más arriba, es de suponer, también, una elevada fCl en la facies de alta temperatura.

La precipitación de venas, de cuarzo y fenómenos de silicificación tardíos observados en zonas como Cerro Almendro, superpuestos a la albitización, sugieren, no obstante, cierta inflexión hacia la neutralidad en las disoluciones finales probablemente subcríticas. Esto está de acuerdo con los valores del pH medidos en aguas juveniles de regiones termicamente activas y por el hecho demostrado de que los gases a baja presión tienden a enriquecerse en componentes ácidos (BARTON, 1959).

Esta propuesta de evolución geoquímica de las disoluciones es coherente con la hipótesis del frente ácido propuesta por KORZHINSKII, (1970).

4.6. Presión y temperatura.

Respecto a la presión ya se ha indicado al hacer referencia a la composición de la fase fluida, que debió de ser muy baja, como lo sugiere el comportamiento hidráulicamente abierto del sistema. El desarrollo del skarn a lo largo de fracturas y la abundan-

cia de cavidades llevan a pensar que la $P_{\text{fluido}} \ll P_{\text{litost.}}$

(PERRY, 1969). Si ésta última se estima en unos 0,5 - 1 Kb (la del metamorfismo de contacto), puede asumirse que la P_{fluido} debió de ser probablemente inferior a 0,5 Kb y con valores distintos de unos puntos a otros de la zona.

Respecto a la temperatura pueden establecerse los siguientes hitos:

1) El endoskarn sobre dioritoide indica que la "solidus" de éste (Apdo. 2.4.4.3.) puede tomarse como un límite superior. Resulta así una temperatura de 900°C (Fig. 32), a todas luces muy alta. Más razonable parece tomar como cota superior la del metamorfismo de contacto, habida cuenta de que el skarn se desarrolla sobre las paregénesis isoquímicas generadas durante el mismo. Llegamos así a una $T_{\text{Máx.}}$ de unos 750°C.

2) Como hemos visto anteriormente (Apdo. 4.5.4.2.) las asociaciones $\text{Cpx} + \text{Wo} + \text{Gran}$ y $\text{Cpx} + \text{Gran} + \text{Q}$ permiten suponer que la facies de alta temperatura presenta dos subfacies separadas por la reacción (10) (Fig. 84). Este límite (unos 600°C aprox.) constituye un valor mínimo para la subfacies con escapolita.

La destrucción de la Wo a $\text{Calc} + \text{Q}$ en la zona del granate de la c. metasomática 2 (skarn alcalino de alta temperatura) confirma lo anterior.

3) La existencia de un "gap" de miscibilidad en los anfíboles cálcicos, entre la serie tremolita-actinolita y las hornblendas, ha sido confirmada por MISCH et al. (1975), empleando para ello un muestreo de rocas metabásicas, meta-ultrabásicas metasonatizadas, esquistos y gneises máficos y mármoles de diferentes grados metamórficos de la serie Skagfítica (Barrowiense). Este trabajo localiza un campo de composiciones prohibidas, que se pone de manifiesto tanto en el contenido de Al_{total} , como en el de Al^{IV} . El calibrado de esta solvus con las temperaturas determinadas por

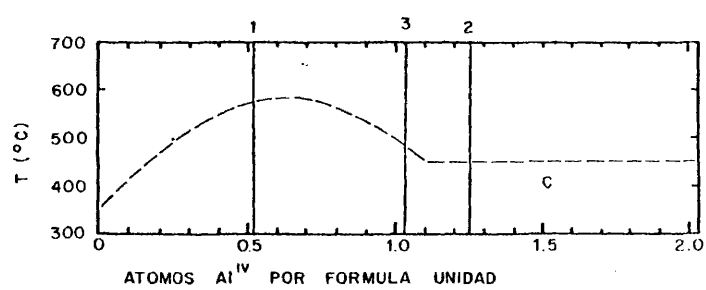


FIG. 88

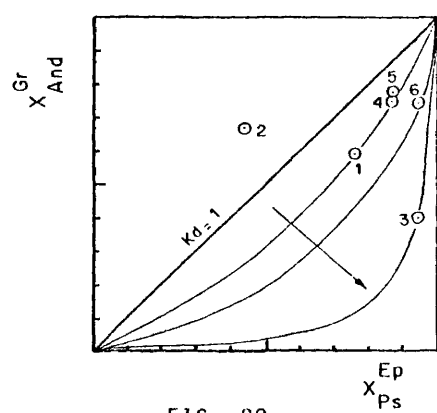


FIG. 89

otros métodos, para los diferentes grados metamórficos, indica que aproximadamente el vértice de esta curva se situa en la parte alta del grado medio (unos 590°C). La influencia del contenido en Fe, así como de la presión, parecen insignificantes.

En la Fig. 88, hemos representado el diagrama T-Al^{IV} de MISCH et al. (op. cit.). El otro diagrama que proponen estos autores, no nos es de utilidad, dado que los anfíboles de sus rocas son más aluminicos que los nuestros, lo que se refleja en una relación Al_{total}/Al^{IV} más alta y esto desplaza la solvus muy a la derecha. De esto debe además deducirse que la inmiscibilidad se localiza en la posición tetraédrica.

Los tres anfíboles de skarn proyectados en este diagrama (núms. 1, 2 y 4; CUADRO 13), confirman que se han formado a distintas temperaturas. Así el anfíbol 1, entrecrecido con prismas escapolíticos indica valores de T por encima de los 580°C. Por el contrario, los otros dos anfíboles localizados en un aposkarn sobre dioritoide y venas de baja temperatura de Helechoso, sugieren temperaturas de formación más bajas, en todo caso por debajo de los 450-500°C.

4) La reacción Granate (1) + gas = Granate (2) (>Fe) + Czo/Ep + Calc + Q (núm. 4, Fig. 84), señala el comienzo de la facies de baja temperatura. Como hemos dichos anteriormente el punto invariante A-A' desciende con la P_{fluido}, acercándose al campo de estabilidad de la prehnita. Una temperatura inferior a 460-480°C (0,5 Kb) parece pues la más probable para este tránsito.

VERKAEREN y BARTHOLOME (1979), confirman también que el tránsito de la facies de alta temperatura a su etapa 'hidrotermal', dominada por la presencia de anfíbol muy rico en Fe, tuvo lugar a temperaturas próximas a los 450°C.

5) La formación tardía de prehnita indica temperaturas inferiores a los 400°C (LIU, 1971).

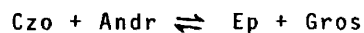
Respecto a las venas finales de cuarzo, parecen razonables temperaturas de unos 150°C, al igual que ha sido establecido en

otros skarns (GUITARD et al. 1958).

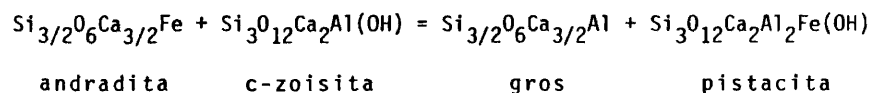
4.6.1. El par granate - epidota.

La distribución Fe^{3+} - Al entre la epidota y el granate en inmediato contacto, es de utilidad para definir las condiciones térmicas durante el desarrollo de la facies de baja T. Teóricamente y debido a la tendencia al reequilibrio continuo entre los dos minerales las temperaturas que puedan obtenerse serán algo más bajas que las reales y próximas al límite cinético que marca la imposibilidad de procesos difusivos intracrystalinos. Este método ha sido utilizado por KITAMURA (1975) en los skarns de la mina Chichibu (Japón).

El equilibrio homogéneo entre granate y epidota se basa en la reacción de intercambio



En base a 1 catión ésta reacción se expresa en la forma



En la serie Czo-Ep el reemplazamiento tiene sólo lugar en la posición M(3) de las tres octaédricas.

La relación entre la energía libre de reacción (ΔG_R) y la constante de equilibrio se expresa en la forma

$$\Delta G_R = - RT \ln K_{\text{equil}} \quad (1)$$

$$\text{donde } \ln K_{\text{equil}} = \ln \frac{a_{\text{gros}} \times a_{\text{ps}}}{a_{\text{andr}} \times a_{\text{czo}}} \quad (2)$$

y asumiendo como estado tipo los sólidos puros a la T y P de equilibrio, así como comportamiento ideal de las disoluciones cristalinas, (1) queda de la manera siguiente:

$$\begin{aligned} G_R &= - RT \ln \frac{X_{\text{gros}} \times X_{\text{ps}}}{X_{\text{andr}} \times X_{\text{czo}}} \\ &= - RT \ln K_{\text{distribución}} \quad (3) \end{aligned}$$

debido a que la ΔG_R es prácticamente insensible a P y T, el conocimiento del K_D en base a las composiciones de los minerales, determinados con microsonda, permite estimar la temperatura de equilibrio a partir de (3).

Puesto que los datos sobre energías libres de formación (ΔG_f^0) de los términos puros de la reacción están tabulados a 298,15°K y 1 bar, la expresión anterior hay que modificarla como sigue:

$$\begin{aligned} \Delta G_{R(T,P)} &= \Delta G_{R(298,15; 1 \text{ bar})}^0 - \Delta S_{R(298,15; 1 \text{ bar})}^0 \cdot (T-298,15) + \\ &+ \Delta V_R^0 (P-1) = - RT \ln K_D \end{aligned}$$

$$\text{donde } \Delta G_{R(298,15; 1 \text{ bar})}^0 = \sum_{i=n} G_{f,1}^0(298,15; 1 \text{ bar})$$

ΔS_R^0 es la entropía de reacción = $\sum_{i=n} S_i^0(298,15; 1 \text{ bar})$ esto es la suma de las entropías tipo, que resulta ser prácticamente insensible

a T.

ΔV_R^0 es el volumen de reacción (expresado en cal/bar).

Los datos termoquímicos empleados se incluyen en el CUADRO 18. Los de la andradita y la epidota han sido tomados de KISALEVA et al. (1972) (en la compilación de SLAUGHTER, 1976; com. pers.), los de la grosularia de ROBIE et al. (1968) y los de la clinozoisita (zoisita) en ZEN (1972). Estos últimos son prácticamente coincidentes con la determinación más moderna de HELGESON et al. (en SKIPPEN et al. 1977).

La relación entre T y el K_D en base a estos datos es la siguiente:

$$3824,68 = T (4,4 + 1,9872 \ln K_D)$$

Se han efectuado seis determinaciones de pares granate-epidota. Los valores del K_D , junto con la temperatura resultante, se indican en el CUADRO, 18.

Se aprecian tres valores entre 330-350°C compatibles con las temperaturas que deben de esperarse dentro de la facies de baja temperatura y probablemente próximas al comienzo de la precipitación de magnetita y sulfuros.

Los otros tres valores representan condiciones claramente de desequilibrio.

En el diagrama de Rozeboom (SAXENA, 1973)(Fig. 89), se aprecian claramente las posiciones compatibles entre sí, de los pares 1, 4 y 5 y en menor proporción el 6, y el alejamiento de los 2 y 3. Este desequilibrio resulta comprensible dadas las bajas temperaturas, que disminuyen notablemente, como hemos indicado más arriba, las difusividades intracrystalinas.

CUADRO 18PAR EPIDOTA - GRANATE

Datos Termoquímicos

	ΔG_f^0	$V_{f.u.}$	S^0
and	-1296	3,158	78,7
gro	-1501	2,995	57,7
czo	-1553	3,262	67,9
pst	-1453	3,330	74,0

ΔG_f^0 (298; 1 bar) en Kcal.

$V_{f.u.}$ en cal/bar.

S^0 (298; 1 bar) en cal.

Datos según: and y pst en KISALEVA (1972; SLAUGHTER, com.pers.);

gro, en ROBIE et al. (1968); czo, en ZEN (1972).

	1	2	3	Resultados		6
	62661(1)	59304(1b)	60273(1)	4 58630(1)	5 58629(1b)	58710
x_{gro}^{Gr}	0,408	0,333	0,603	0,247	0,234	0,233
x_{and}^{Gr}	0,592	0,666	0,396	0,752	0,766	0,767
x_{czo}^{Ep}	0,235	0,560	0,055	0,125	0,125	0,050
x_{pst}^{Ep}	0,765	0,440	0,945	0,875	0,875	0,950
K_D	2,24	0,39	26,16	2,30	2,14	5,77
T°C	337	1212	51	331	347	212

4.7. Duración del skarn.

Como hemos visto, el espectro de temperaturas determinado para las diferentes fases de evolución del skarn, sugieren que este ha tenido la misma duración que el evento térmico, debido al emplazamiento y subsecuente consolidación del batolito de Santa Olalla (C.P.S.O.).

Habida cuenta de la forma groseramente circular del plutón ($\varnothing \approx 6,5$ Km) y asumiendo, para simplificar, que se trata de una intrusión única, hemos aplicado la expresión:

$$T = 0,01 D^2 \quad (\text{en WINKLER, 1974})$$

que refleja el orden de magnitud del período de tiempo durante el cual se mantienen las temperaturas máximas en la roca de caja (metamorfismo de contacto). Se obtiene así, un período de unos 422.500 años, que debe de incrementarse con la duración del enfriamiento de toda la columna a la vez, lo que es difícil de estimar, pues el transporte de calor por conducción, que caracteriza al metamorfismo de contacto isoquímico (sistema cerrado), es reemplazado durante la formación del skarn (sistema abierto) por la transferencia convectiva mediante las disoluciones circulantes que escapan del plutón (NORTON et al. 1977). El efecto de la convección consiste en mantener constantes las temperaturas máximas durante un tiempo más prolongado, disminuyendo la velocidad de enfriamiento de la aureola.

De todo lo anterior, se deduce que 0,5 m.a. es una cifra a todas luces muy baja para la duración del evento térmico en torno del plutón de Santa Olalla. Así mismo la temperatura inicialmente alta de la roca de caja ($T_{\text{inic.}} \approx 200^\circ\text{C}$; Apdo. 3.1.4.), derivada del metamorfismo regional precedente, contribuye también en el mismo sentido.

Para visualizar mejor el tiempo necesario para formar un skarn, hemos calculado el balance total de materia en una vena endoskarn

de Helechoso, correspondiente a una columna metasomática de tipo 8 (núm. muestra 58613; CUADRO, 16).

El balance total de materia, suma de los componentes extraídos y aportados (en gramos), en una columna de 1 cm² de base, es 4,7240 gr. Asumiendo: a) una concentración en peso de sólidos de un 1% en la fase fluida (BURNHAM, 1967); b) una composición acuosa de la misma, y c) unas condiciones físicas de 550°C y 1 Kb, lo que implica un volumen específico del agua de 2,25 cm³/gr (BURNHAM et al. 1969), se deduce que en la formación de esta columna ha sido necesaria la circulación de unos 1063 cm³ de fluido.

El tiempo para la formación de esta vena se obtendrá de dividir el volumen total del fluido por la velocidad de flujo a través de la pared de la grieta. Esta ha sido estimada para los endoskarns en unos 10⁻⁶ cm³/cm² · seg., equivalentes a unos 30 cm³/cm² · año (KERRICK, 1977). Tomando pues este valor se obtiene un tiempo de unos 34 años. Si se toma como velocidad de flujo el valor de 1 cm³/cm² · año (FLETCHER y HOFMANN, 1974; p. 257), entonces la duración es de unos 1000 años.

Estos valores parecen razonables y nos permiten hacernos una idea sobre la duración de estos procesos en el caso de endo y exoskarns con dimensiones hectométricas o kilométricas.

4.8. Mecanismos metasomáticos.

Existen dos mecanismos extremos para el transporte de componentes en un fluido: difusión e infiltración (KORZHINSKII, 1970). En el primer caso el fluido se mantiene esencialmente inerte y los componentes se desplazan en el mismo en virtud de gradientes en sus potenciales químicos. En la infiltración, por el contrario, el transporte se realiza por "arrastre" en un fluido móvil que percola por los poros de la roca en respuesta a gradientes de presión.

Este mecanismo es más eficaz a grandes distancias que la difusión.

El problema que nos interesa en nuestro caso, es el de determinar en que medida han participado estos procesos en la formación de los skarns de Rivera de Cala. Para ello vamos a ver seguidamente como cada mecanismo de transporte deja una huella propia en las disoluciones sólidas que forman las columnas metasomáticas.

El desarrollo de las ecuaciones de transporte en un fluido ha sido abordado por KORZHINSKII (op. cit.) así como por HOFMANN (1972) y FLETCHER y HOFMANN (1974), estos últimos aplicando la teoría cromatográfica, lo que permite determinar la naturaleza de los frentes de reemplazamiento, así como su velocidad de avance en base a datos experimentales.

Simplificando para el caso de un sistema sencillo de dos componentes en disolución y asumiendo equilibrio local con una disolución sólida en la que ambos componentes pueden intercambiarse diadoicamente (caso p. ej. del Na y el K en disolución, en equilibrio con un feldespato alcalino), el desarrollo teórico de las ecuaciones predice que la forma del frente del reemplazamiento depende de la forma de la isoterma correspondiente. La isoterma es la curva determinada experimentalmente a $T = \text{constante}$, que relaciona las concentraciones en el fluido y en el sólido.

En la Fig. 90 se representan los perfiles composicionales del sólido y de la fase fluida en contacto, para la difusión pura, en los tres casos posibles de isotermas A, B y E (FLETCHER y HOFMANN op cit.). El parámetro $Z/2(\bar{D}t)^{1/2}$ es adimensional. Z es la distancia al depósito del que parte la difusión. \bar{D} es un parámetro constante obtenido a partir de la difusividad. t es el tiempo.

Se supone que en el depósito o reservorio (p. ej. fluido circulando constantemente por una grieta), sólo hay uno de los componentes (m, n), esto es, $X_m = 1$ siendo $X_m = \frac{m}{m+n}$. Por el contrario, en la roca, empapada en agua, $X_m = 0$. Como resultado de la difusión, tanto la composición del fluido intergranular como

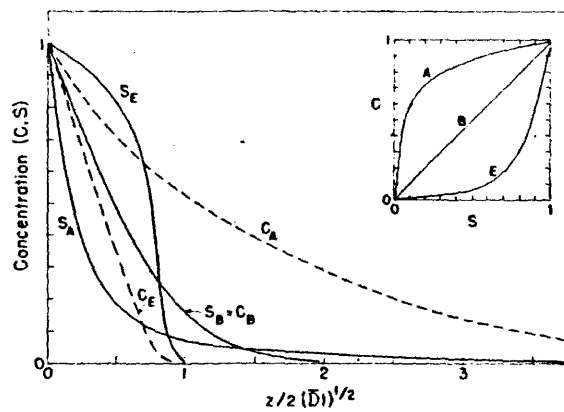


FIG. 90

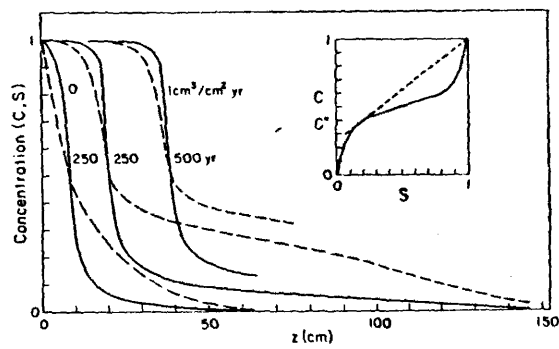


FIG. 92

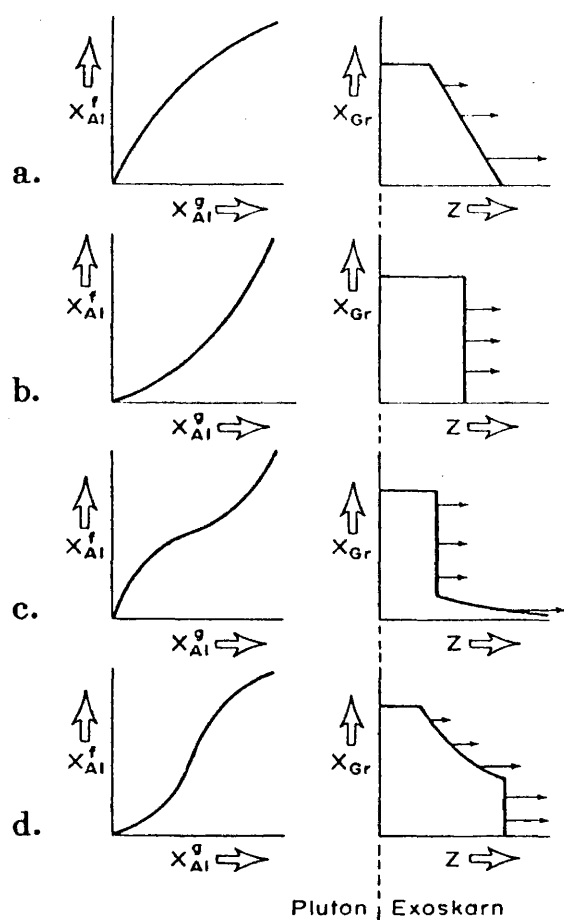


FIG. 91

la de la disolución sólida se modifican conforme a las curvas de la Fig. 90. El reservorio mantiene una composición constante. Si fijamos el valor de t , las curvas representan verdaderos perfiles composicionales en función de Z , para ese momento.

La forma de las curvas depende de la isoterma. El avance de las concentraciones es función de la pendiente de las mismas. Así, en el caso de la isoterma A, las concentraciones bajas en m avanzan más rápidas que las altas, lo que se refleja en una forma fuertemente cóncava. En el caso de la E, sucede lo contrario, por lo que las concentraciones altas tienden a adelantarse sobre las bajas definiendo verdaderos frentes o zonas delgadas en las que la composición cambia rápidamente.

Para el caso de la infiltración pura, los diferentes perfiles en coordenadas tiempo - distancia, para cada tipo de isoterma, se representan en la Fig. 91 tomada de KERRICK (1977) y basada en HOFMANN (1972). Se incluye el caso de isotermas con forma de S. Se observa que los frentes en estos casos (no consideramos el caso de "gaps" de miscibilidad) son netos, o lo que es lo mismo la presencia de infiltración se debe de reflejar en la presencia de fuertes contrastes composicionales en las disoluciones sólidas. Asimismo, la existencia de "plateaus" composicionales, principalmente junto al reservorio del que procede la disolución es otra característica de este tipo de mecanismos.

La superposición de difusión e infiltración, como es de esperar en la naturaleza, se traducen en la suavización de los frentes como se ve en la Fig. 92 (FLETCHER y HOFMANN, 1974). La curva de la izquierda representa el perfil de difusión pura, mientras que las otras dos corresponden a perfiles combinados difusión-infiltración.

Es evidente, que la difusión atenúa los rasgos de la infiltración. No obstante, la presencia de "plateaus" composicionales, principalmente junto al reservorio sigue siendo característica.

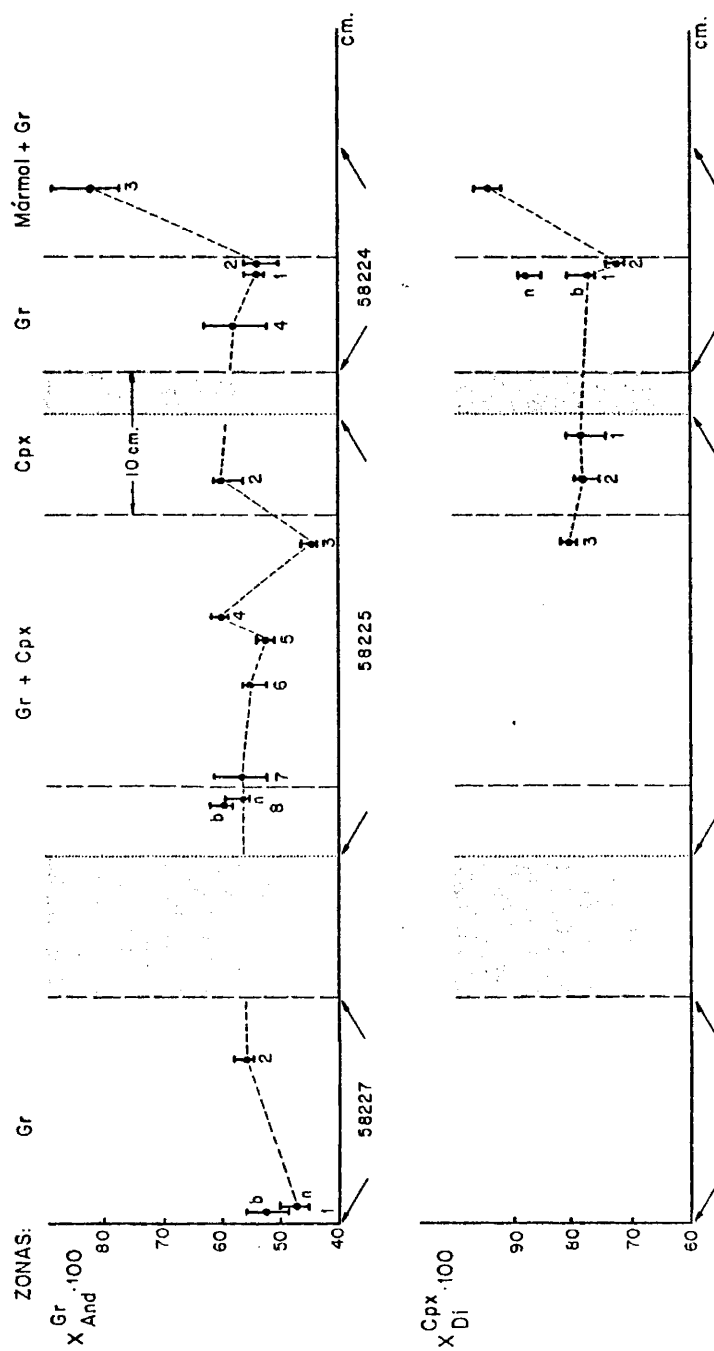
En base a estas características, hemos estudiado en varias columnas metasomáticas la variación composicional con la distancia del granate y del clinopiroxeno, con vistas a definir la participación de ambos procesos en Rivera de Cala. Los dos minerales son disoluciones sólidas sencillas, presentes en casi todas las zonas metasomáticas. Asumimos además la aplicabilidad de isoterms binarias para estos sistemas multicomponentes.

La Fig. 93, corresponde a una columna metasomática de tipo 1. Se distingue claramente que tanto el granate como el piroxeno, muestran un "plateau" composicional que abarca las tres zonas del GR, GR + CPX y CPX, experimentando un brusco salto al pasar al mármol. Esta variación es compatible con un mecanismo infiltracional.

La Fig. 94, corresponde a las columnas metasomáticas 2 y 3. En la primera se ha determinado el granate y en la segunda el clinopiroxeno. La columna 2, corresponde a un caso infiltracional típico con el frente modificado por difusión. La variación composicional del piroxeno en la columna metasomática 3 refleja probablemente una relación Fe^{2+}/Mg esencialmente igual en la fase fluida que empapaba las diferentes zonas. Esto es comprensible, dado que la muestra estudiada corresponde a una intercalación decimétrica en el mármol, por lo que el fluido debió homogeneizarse relativamente pronto.

La Fig. 95, representa los tres tipos de venas de Helechoso: escapolita (a) -- oligoclasa (b,c) -- albita (d). En los casos b y c los granates son gruesos blastos soldados, cuyos bordes son difíciles de identificar, lo que introduce cierta ambigüedad en el perfil. Por el contrario, los granates de los perfiles a y b y el piroxeno a, c y b, son bastantes significativos y sugieren un mecanismo de transporte esencialmente difusivo como era de esperar por la evidencia petrográfica. Los perfiles sugieren una isoterma de tipo B (Fig. 90) para ambas disoluciones sólidas.

La conclusión de lo anterior, es que en Rivera de Cala han operado, tanto procesos infiltracionales como difusionales, así como



COLUMNA METASOMATICA 1

FIG. 93

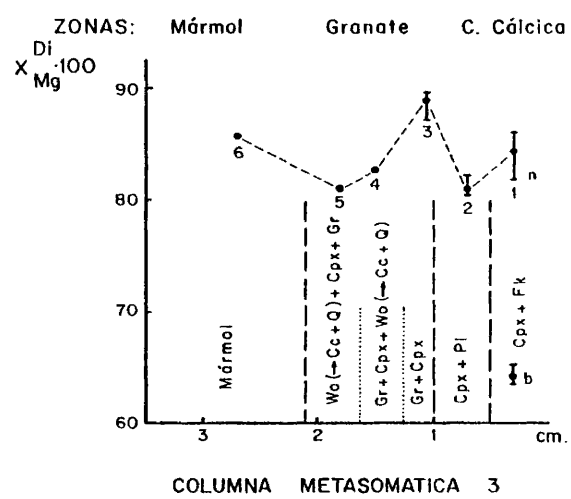
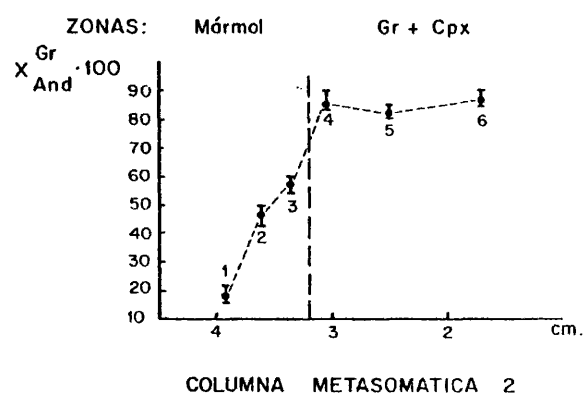
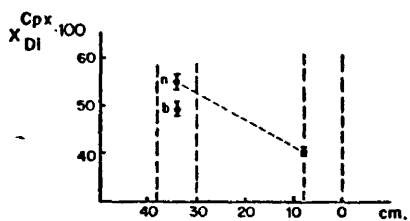
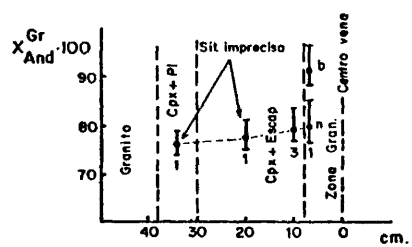
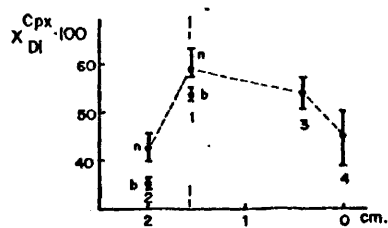
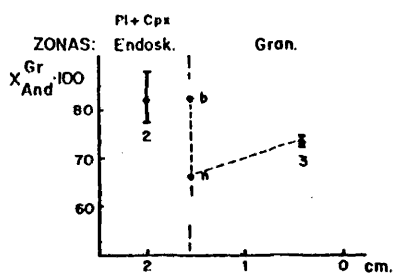


FIG. 94

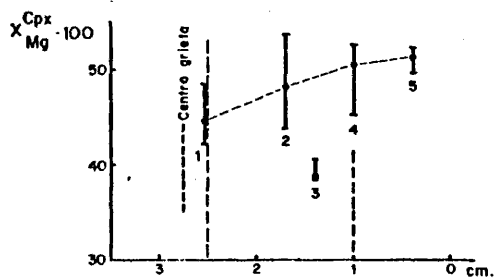


COLUMNA METASOMATICA 7

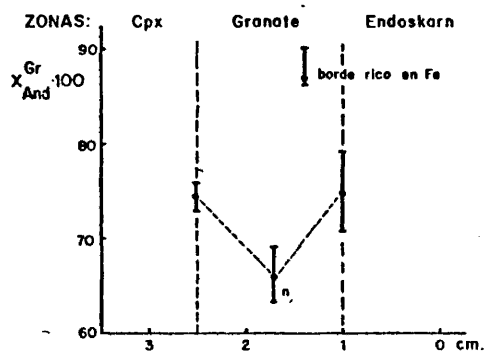


B

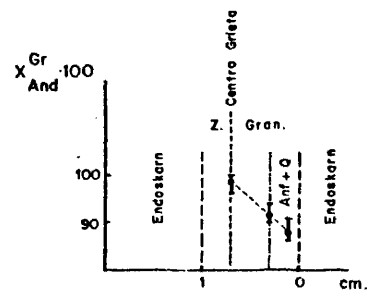
COLUMNA METASOMATICA 8.



C



COLUMNA METASOMATICA 8



COLUMNA METASOMATICA 9

combinaciones de ambos. Los primeros se desarrollan preferentemente en los skarns que avanzan sobre mármoles, probablemente por su mayor solubilidad, que se refleja a la vez en la frecuente presencia de cavidades drusiformes de disolución.

Por el contrario, los tipos difusionales se localizan sobre los granitos, así como probablemente, en los endoskarns sobre corneanas cálcicas y dioritoide, por su semejanza con la columna metasomática 7 (Fig. 95,a). Efectivamente, en estos casos las cavidades son escasas.

Recordando lo expuesto en el capítulo de mineralogía sobre las texturas de crecimiento del granate, debemos resaltar que en los tipos difusionales el avance es por coalescencia de blastos dispersos, mientras que en los tipos infiltracionales, el avance se realiza por reemplazamientos intergranulares. La combinación de difusión-infiltración se traduce en formas mixtas de progresión de los frentes metasomáticos, que hemos podido observar en algunos casos.

4.9. Procedencia de las disoluciones.

A la vista del imponente volumen de fluido necesario para formar los Km³ de skarn aflorantes en Rivera de Cala, resulta clara su procedencia a partir del C.P.S.O., de donde escaparían durante el proceso de enfriamiento.

El esquema que proponemos en base a los datos obtenidos, se resume en dos fases evolutivas, y coincide en lo esencial con lo que se observa de manera generalizada en los skarns (BARTHOLOME, 1970):

1) Metamorfismo de contacto isoquímico durante el emplazamiento principal del batolito de Santa Olalla. Este tiene lugar de forma forzada o diapírica, con deformación de las rocas de caja

detríticas (Apdo. 3.1.1.) y mármoles (Apdo. 3.2.4.3.), estos últimos por flujo plástico acompañando al fuerte descenso de volumen producido durante las reacciones de desvolatilización.

Las sobrepresiones de fluido en la cámara magmática condicionan asimismo, las características estructurales y mineralógicas que presentan las rocas plutónicas (Apdo. 2.4.4.4.5.). En los bordes y en contactos con los mármoles y las corneanas cálcicas tienen lugar procesos restringidos endomórficos que se traducen en la formación de dioritoides (Apdo. 2.4.4.4.2.). Localmente la desgasificación produce "pipes" brechoïdes en la corneana cálcica más frágil.

2) Apertura del sistema metamórfico, que sigue al emplazamiento principal diapírico. Reajustes probablemente por "stoping" en la cámara magmática, que se traducen en estructuras intrusivas sobre los materiales endomórficos de la etapa precedente.

Tiene lugar en este momento una intensa emisión de fluidos con sentido centrífugo hacia la roca encajante. El proceso se desarrolla durante la cristalización final y enfriamiento subsecuente del conjunto gabro-diorítico-tonalítico del borde. Los mármoles pasan a tener un comportamiento mecánico frágil, originándose numerosas fracturas abiertas por la que circulan los fluidos juveniles.

Esta es la fase que corresponde a la formación del skarn, que se instala sobre el encajante, así como sobre las rocas básicas endomórficas de alta temperatura de solidificación (dioritoides).

El proceso continua hasta el enfriamiento total de la aureola, sin que en ningún momento lleguen a generarse endoskarns sobre las rocas del stock de Aguablanca ni las del P.P.S.O. VELASCO(1976) confirma también esta observación.

La procedencia magmática de los fluidos eskarnizantes ha sido reconocida por todos los autores que han trabajado en esta zona. El problema sin embargo, se plantea en torno a la procedencia de

los componentes aportados por dichos fluidos juveniles y concretamente del hierro.

La mayor parte de los autores (FEBREL, 1970; RUIZ, 1975, 1976; DOESTH y ROMERO, 1973; FERNANDEZ POMPA y VAZQUEZ GUZMAN, 1976; CALVO 1977), se inclinan por una opción que podemos denominar singenetista-removilizada. En esta hipótesis el Fe se encontraba en el sedimento atravesado por la intrusión en una forma que generalmente no especificaban (concentraciones de baja ley de pirita-magnetita en las rocas carbonatadas, según CALVO, 1977)**. La intensa asimilación de material carbonatado experimentada por los magmas graníticos ascendentes sería la responsable, no sólo de la mayoría de las rocas intermedio-básicas de esta región, sino también de la concentración del Fe en la fase fluida que se separa durante la cristalización. El Fe sería así reintroducido en la roca de la que procede dando enriquecimientos locales en forma de magnetitas y sulfuros.

Otros autores (VAZQUEZ GUZMAN, 1968 a,b; VELASCO, 1976; CASQUET y VELASCO, 1978) se inclinan más por la procedencia exclusivamente magmática, aunque sin negar cierta participación sedimentaria removilizada (VELASCO op. cit.).

En nuestra opinión la mayoría de los autores que han trabajado sobre los skarns de Sierra Morena, han perdido cierta perspectiva del problema al conceder una importancia desmesurada a la asimilación espacial de "rocas básicas" y mármoles cámbricos. Esto conduce a sobrevalorar los efectos composicionales del sedimento preintrusivo sobre los auténticamente magmáticos.

Asimismo, al reducir el magmatismo primario a tipos esencialmente ácidos se reforzaba la hipótesis singenética, al ser estas rocas pobres en Fe y por consiguiente, difícilmente fuentes del mismo.

En este trabajo hemos demostrado que la mayoría de las rocas "básicas" del borde norte del batolito de Santa Olalla siguen una tendencia magmática normal de tipo calcoalcalino e incompatible

con procesos asimilatorios de material carbonatado (Apdo. 2.4. .4.2.). Tan sólo los dioritoides muestran características químicas y texturales compatibles con la hipótesis del endomorfismo. Ahora bien, estas rocas no sólo están restringidas espacialmente a la proximidad de las formaciones marmoreas, siendo volumétricamente insignificantes, sino que además están ellas mismas afectadas en buena parte por un endoskarns que localmente culmina con la precipitación de sulfuros.

La procedencia de los fluidos eskarnizantes hay que buscarla pues, en su mayor parte, en los magmas, poco o nada contaminados (por lo menos en los niveles estructuralmente más altos, en los que se emplazan) que forman la mayor parte del batolito de Santa Olalla.

A este respecto conviene destacar los resultados experimentales de MARTIN y PIWINSKII (1969) sobre la capacidad de transporte del Fe en un vapor acuoso en contacto con rocas calcoalcalinas (granitos, andesitas y diabasas) tanto en condiciones hipersólidas como subsólidas. El Fe tiende a fraccionarse en el gas con independencia de la composición de la roca y de la presencia o no de halógenos o aniones carbonato. La única condición es la presencia de una fase vapor independiente, lo que ha sido demostrado claramente en el caso de Rivera de Cala. MARTIN y PIWINSKII (op. cit.) explican así, sin recurrir a fuentes externas para el Fe, la formación de incrustaciones de hematites en zonas de actividad fumarolítica, así como los depósitos metasomáticos de contacto. Los cálculos volumétricos sobre las cantidades de Fe transportables por este mecanismo en condiciones geológicas razonables, corroboran la innecesariedad de fuentes adicionales para el Fe.

En este sentido, VELASCO (1976) observa empobrecimientos en Fe en el granito próximo a los skarns de Minas de Cala que se manifiesta en señales de corrosión y ataques en las reliquias de minerales ferromagnesianos, principalmente la biotita. Contradictoriamente RUIZ (1976) observa lo opuesto en los skarns de Burguillos del Cerro.

En nuestra opinión, las texturas subofíticas características de las rocas intermedio-básicas de estos plutones subvolcánicos, aboga también por la procedencia primaria magmática del Fe. La cristalización temprana de la plagioclasa y tardía del anfíbol, incide en un enriquecimiento transitorio de componentes máficos, principalmente el Fe, en el líquido residual (V. Apdo. 2.4.2.). La presencia de un vapor en equilibrio con dicho líquido, se traducirá lógicamente en una elevada actividad del Fe(y el Ca) en el mismo.

Asimismo, quedó demostrada, la relativamente alta relación M/F de las rocas plutónicas no endomórficas del borde del batolito de Santa Olalla, lo que constituye una anomalía con relación a las series calcoalcalinas equivalentes de borde continental. No podemos descartar que dicho empobrecimiento relativo en Fe esté relacionado con su fraccionación en la fase vapor y consiguiente expulsión hacia la roca de caja para formar los skarns.

Un tercer origen para la magnetita en base a inmiscibilidad líquida en el magma, favorecida por la contaminación con calizas (PIIRAINEN et al. 1967) es rechazable en esta zona, en base a los argumentos expuestos más arriba contra la asimilación a gran escala, así como a la falta de texturas y estructuras que avalen este mecanismo.

PIES DE FIGURA DEL CAPITULO 4.

* Efectivamente una determinación reciente, con microsonda, de Al_2O_3 , en uno de estos piroxenos, junto al Cortijo de Aguablanca, de un contenido de 10,40%, lo que sugiere una fuerte introducción de este componente en ésta facies de alta temperatura del skarn magnésico. (La determinación se efectuó en el I.G.M.E. Madrid, al que expresamos nuestro agradecimiento).

** COLLINS (1969) propone para los depósitos magnetíticos tipo skarn de los Adirondacks una procedencia del Fe por recristalización de mármoles ankeríticos rechazando de plano un origen otderivado

CONCLUSIONES

Las conclusiones pueden dividirse en tres grandes apartados correspondientes a las tres temáticas abordadas: La petrología ígnea del borde norte del batolito de Santa Olalla de Cala, el metamorfismo de contacto, esencialmente isoquímico, con especial énfasis en los tipos marmóreos, y finalmente el estudio del metasomatismo en mármoles y otras litologías, esto es la formación del skarn, que es el tema central de esta tesis.

Respecto a la petrología ígnea cabe destacar:

1) El macizo de Rivera de Cala ha sido escenario de una intensa actividad magmática probablemente desde el Cámbrico Inferior, que se manifiesta por un lado en cuerpos volcánicos y subvolcánicos pre-hercínicos con quimismo bimodal (tobas riolíticas de Capirucete y doleritas de Cherneca-Serrezuela) y por otro intrusiones poco profundas y apófisis claramente asignables al ciclo hercínico.

2) El magmatismo hercínico, también bimodal, lo integran el Complejo Plutónico de Santa Olalla (C.P.S.O.), constituido por el plutón del mismo nombre (P.P.S.O.) y el stock de Aguablanca, así como un conjunto de bosses, pitones y diques-sills, en el conjunto encajante y en el propio plutón. Destacamos una intrusión peneconcordante, pretectónica, de composición granítica, que hemos denominado ortogneis de Serrezuela.

El P.P.S.O. muestra una zonación aparentemente continua, desde granodiorita y adamellitas en el núcleo a cuarzodioritas anfibólico-biotíticas en el borde, vía tonalitas biotítico-anfibólicas.

El stock de Aguablanca, lo forman rocas máficas, principalmente cuarzo-dioritas y dioritas anfibólico-biotíticas. En el borde, aparecen rocas de tendencia piroxénítica (melagabronoritas) que interpretamos como acumulados ígneos y cuya mecánica de emplazamiento resulta todavía problemática. En ellas se emplazan a su

vez pitones de microgranitos porfídicos con clinopiroxeno u ortopiroxeno (charnoquitas) que interpretamos como diferenciados complementarios de los tipos acumulados.

El stock de Aguablanca es más antiguo que el P.P.S.O.

Respecto a los cuerpos intrusivos menores y postectónicos, destacamos los stocks granítico y trondjénitico de Helechoso y Almendral respectivamente, más antiguos que el C.P.S.O. Probablemente asociados a estos hay un conjunto de diques felsíticos, afaníticos, con la composición de granitos con albita y feldespato potásico.

3) Todas las rocas descritas postectónicas, pertenecen a una serie calcoalcalina típica de borde continental aunque con una relación M/F relativamente alta, lo que suponemos debido a la pérdida de hierro hacia la roca encajante para la formación del skarn, por medio de disoluciones transmagnéticas.

Es de destacar la existencia de un gap composicional ($\text{SiO}_2 = 62-72\%$), entre los quimismos intermedios dominantes, y los tipos ácidos, escasos.

Separándose de esta secuencia principal calcoalcalina, están los gabros-cúmulo y los granitos piroxénicos del stock de Aguablanca.

4) Los dioritoides constituyen un tipo de litologías ígneas que se describen por primera vez en esta zona. Son rocas gabrodioríticas, adosadas sistemáticamente a mármoles y corneanas cálcicas y más abundantes en los bordes del stock de Aguablanca. Presentan dos facies, una piroxénica y otra anfibólica, ésta última la más antigua y abundante.

Geoquímicamente son rocas básicas (SiO_2 52%), subsaturadas (Ne normativa), con elevados contenidos de CaO (hasta 15% aprox.) relativamente bajos de Al_2O_3 , FeO (total) y MgO.

Texturalmente muestran una granulometría, tanto más heterogénea cuanto más próxima al contacto, y frecuentemente brechifican a las corneanas cálcicas.

Son rocas más antiguas que el C.P.S.O.

5) El estudio geoquímico y termoquímico permite concluir que las rocas de la secuencia principal proceden de la cristalización directa de magmas de origen profundo, en la que no han intervenido fenómenos apreciables de interacción con las rocas carbonatadas encajantes. Por el contrario los dioritoides son probablemente el resultado de la contaminación, por asimilación esencialmente por fusión, de magmas dioríticos equivalentes a los del núcleo del stock de Aguablanca con mármoles calcíticos principalmente.

6) La cristalización tanto del magma contaminado como de los de la secuencia principal, ha tenido lugar a P_{H_2O} muy variable dentro de la cámara magmática, pero en cualquier caso por debajo de 2 Kb, ya que la plagioclasa comienza a cristalizar antes que el anfíbol. En la mayor parte de los casos, con la excepción de pitones o zonas brechificadas, donde la desgasificación debió de ser violenta, la P_{H_2O} fue superior a la $P_{litost.}$ (0,5 - 1 Kb), por lo que es lo mismo, la cristalización tuvo lugar en condiciones de sobrepresión de fluidos.

Los "acumulados" del stock de Aguablanca reflejan extracción de cristales, a partir de un magma diorítico, en una fase temprana de la cristalización, cuando todavía no se había separado una fase vapor.

Respecto del metamorfismo de contacto en rocas detríticas cabe mencionar:

7) Existe una sucesión zonal bien definida que refleja un gradiente horizontal no lineal, ni isobárico.

Esta sucesión se desarrolla sobre una serie pelítico-grauvágica, cuya temperatura en el momento de la intrusión debía de situarse en torno de los 200°C.

La sucesión zonal comprende las corneanas anfibólicas y las corneanas de feldespato potásico-cordierita, alcanzándose, en la zona más interna, junto al contacto con los gabros y dioritas del stock de Aguablanca, la subfacies con ortopiroxeno y el comienzo de fusión parcial, lo que produce rocas con estructuras nebulítica. Este fenómeno se describe también por primera vez en esta zona y es una prueba más de la naturaleza "básica" inicial de estos magmas.

Las temperaturas máximas alcanzadas junto al contacto si sitúan entre 700-750°C.

8) Las corneanas de contacto muestran indicios de deformación sincrónica con la intrusión, lo que sugiere que parte del emplazamiento del C.P.S.O. es de tipo forzado o diapírico.

Con relación a las transformaciones metamórficas en los mármoles de la formación carbonatada cámbrica destacamos lo siguiente:

9) Los mármoles esencialmente calcíticos que predominan en el tramo inferior de la formación carbonatada y los dolomíticos, generalizados en el tramo superior, producen sucesiones zonales distintas. Estas en todo caso pueden referirse al sistema $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ o subsistemas del mismo.

10) El estudio paragénetico y mineralógico revela que la evolución progresiva de las zonas se ha realizado en presencia de una fase fluida muy rica en CO_2 ($X_{\text{CO}_2} > 0,7$) y que ha tenido lugar un efecto de tamponamiento de la misma por las reacciones minerales, principalmente en la parte de baja temperatura.

11) En la parte más interna de la aureola, principalmente en contacto con el stock de Aguablanca, se llega a formar una zona de wollastonita en mármoles cálcicos, y periclasa (transformada a brucita) en mármoles dolomíticos. Las temperaturas deducidas para las corneanas detríticas y los argumentos topológicos permiten pensar que dichos minerales indican alta temperatura (y fluido rico en CO_2) y que no son, como con frecuencia se invoca, producto del grado medio en presencia de un vapor esencialmente acuoso.

12) El elevado descenso de volumen que conllevan las reacciones de desvolatilización durante el metamorfismo de los mármoles, sin que se observe aumento correspondiente de la porosidad, confirma que el emplazamiento del C.P.S.O. fue en su primera fase de tipo forzado, de tal forma que los mármoles se adaptaron al mismo por fluencia.

Respecto a los skarns las conclusiones obtenidas son:

13) A la fase de emplazamiento diapírico, coincidente con el metamorfismo de contacto isoquímico, sigue otra, probablemente por "stopping" que conduce al emplazamiento final del stock de Aguablanca y del P.P.S.O.

Durante esta etapa la roca encajante se abre al paso de los fluidos que escapan de los magmas en vías de cristalización, y se generan los skarns por interacción con las litologías cálcicas, principalmente los mármoles, corneanas cálcicas y los dioritoides.

14) Los skarns son posteriores al dioritoide y esencialmente sincrónicos con la cristalización de las demás rocas del C.P.S.O., ya que en ningún caso hemos observado ningún tipo de transformación subsólida sobre ellas.

15) En Rivera de Cala predominan los skarns de tipo cálcico, sobre mármoles calcíticos, corneanas cálcicas y dioritoides, mien-

tras que los magnésicos se desarrollan de forma local en el tramo dolomítico, principalmente en contacto con el stock de Agua-blanca.

16) Se definen por primera vez las sucesiones zonales metasomáticas, desarrolladas, así como las diferentes geometrías del skarn.

Tanto en el caso de los skarns cálcicos como de los magnésicos, se puede definir dos facies, una de alta y otra de baja temperatura. En las litologías cálcicas, la facies de alta temperatura se caracteriza por el par clinopiroxeno + granate en la zona interna del skarn. El régimen de actividad de los álcalis determina la mineralogía de la zona externa, dominada por escapolita + clinopiroxeno en la mayoría de los casos, o por feldespatos alcalinos + clinopiroxeno en sucesión temporal, albita → feldespato potásico, en menor proporción. Localmente se encuentra una zona de wollastonita + clinopiroxeno.

La facies de baja temperatura en las litologías cálcicas conlleva la formación de un aposkarn que se instala con carácter selectivo sobre la columna metasomática de alta temperatura y se caracteriza por la presencia de epidota junto a un anfíbol ferrihornbléndido, feldespato potásico, cuarzo, calcita, sulfuros, magnetita y a veces un granate andradítico.

Respecto a los skarns magnésicos sobre dolomías, la facies de alta temperatura da lugar a una zona de clinopiroxenita (fassaita). La facies de baja temperatura genera un aposkarn flogopítico, bien reemplazando a la clinopiroxenita o rellenando grietas. Finalmente una etapa tardía supergénica transforma la flogopita en verniculita.

17) El estudio cuantitativo de las columnas metasomáticas, permite demostrar que las disoluciones generadoras del skarn, esencialmente acuosas, han evolucionado haciéndose progresivamente más alcalinas, siendo relativamente más ácidas las que han circulado

a través de rocas graníticas, que las que lo han hecho a través de litologías más básicas tales como mármoles, corneanas cálcicas y dioritoides. Al final, y en condiciones epitermales, las disoluciones viran hacia la neutralidad, siendo frecuentes las silicificaciones y formación de venillas de cuarzo.

18) A lo largo de todo el proceso se observa una fuerte introducción de Ca y Fe que se traduce en la mineralogía de las sucesiones metasomáticas. Así a baja temperatura es generalizada la formación de minerales ricos en hierro, como epidota, granate andradítico, ferri-hornblendas y magnetita o polisulfuros, estos últimos en función de la relación fO_2/fS_2 . Parte de los componentes que intervienen en esta etapa proceden de la destrucción de los minerales de alta temperatura, proceso que va acompañado de un aumento notable de volumen y relleno de cavidades.

19) La P_{H_2O} debió de ser inferior a la $P_{litost.}$ (esto es $P_{H_2O} < 0,5 - 1 \text{ Kb}$), como lo atestigua la enorme porosidad de las formaciones de skarn.

20) La fugacidad de oxígeno disminuye en valor absoluto al hacerlo la temperatura, aunque el medio se hace progresivamente más oxidante como corresponde a una alcalinidad en aumento. En todo caso el valor se mantiene próximo al tampon QFM.

21) El estudio de las reacciones heterogéneas permite fijar límites térmicos para las diferentes facies y subfacies del skarn de Rivera de Cala.

La $T_{máx.}$ del skarn fue del orden de 750°C , esto es el límite superior del metamorfismo de contacto.

El límite entre la facies de alta y la de baja temperatura se sitúa entre los $450 - 500^\circ\text{C}$.

Asimismo en la fácies de alta temperatura el límite entre la subfacies con escapolita y la dominada por feldespatos alcalinos, albiza y feldespato potásico, se localiza en torno de los 600°C.

Los datos geotermométricos, en base al par granate - epidota, apuntan hacia temperaturas de 300 - 350°C, que pueden corresponder al comienzo de la precipitación de magnetita y polisulfuros.

Finalmente, se estima en unos 150°C la temperatura de precipitación final de cuarzo, con la que se cierra el ciclo hidrotermal en esta zona.

22) Respecto a la duración del skarn se aborda un estudio cuantitativo en base a la duración del evento térmico en la aurea de contacto y de la velocidad de intercambio de materia en una columna metasomática tipo. Se concluye que la duración, estimada en base a un modelo sencillo de transporte de calor por difusión (0,5 m.a.), es a todas luces insuficiente para la formación del skarn.

23) Finalmente se aborda el estudio de los mecanismos metasomáticos, aplicando las conclusiones de la teoría cromatográfica. Se concluye que en Rivera de Cala han tenido lugar reemplazamientos difusionales e infiltracionales. Los primeros parecen restringirse a rocas con bajas porosidades y permeabilidades iniciales, tales como granitos, corneanas cálcicas y dioritoides. Los mecanismos infiltracionales parecen restringirse por el contrario a los mármoles, lo que atribuimos a su elevada solubilidad.

Ambos mecanismos se traducen en diferencias en el quimismo de las disoluciones sólidas en las columnas metasomáticas, así como en rasgos texturales: el avance de los frentes por coalescencia de blastos dispersos es típicamente difusional, mientras que el avance por reemplazamiento intergranular parece restringirse a los casos infiltracionales.

24) En cuanto a la procedencia de las disoluciones y al problema del origen del hierro, concluimos que las primeras proceden claramente de las rocas plutónicas en proceso de cristalización. La solidificación en condiciones subvolcánicas, con la cristalización temprana de la plagioclasa, favorecería la presencia de una fase fluida juvenil enriquecida en hierro. Tanto los datos experimentales existentes, como la relación F/M relativamente baja, y la ausencia, demostrada, de procesos asimilatorios en los magmas de la secuencia principal, apuntan hacia un origen exclusivamente ígneo de este componente.

BIBLIOGRAFIA

ALIA MEDINA, M.

- 1.963 Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 60, 247-262.

AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE

- 1.976 Dictionary of Geological Terms. Edic. revis. 472 págs.

APARICIO, A., BARRERA, J.L., CASQUET, C., PEINADO, M. y TINA0, J. M.

- 1.977 Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico. Studia Geologica 12: 9-39.

APARICIO, A. y SANCHEZ CELA, V.

- 1.972 Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 70: 139-151.

BARBER, C.

- 1.974 Major and trace element association in limestones and dolomites. Chem. Geol. 14: 273-280.

BARD, J.P.

- 1.964 Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Provincia de Badajoz, España). Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp. 76: 175-180.

BARD, J.P.

- 1.969 Le métamorphisme régional progressif des Sierras de Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne); sa place dans le segment hercynien sud-iberique. Tesis. Fac. C. Montpellier, 397 págs.

BARD, J.P.

- 1.971 Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caracteres geotectoniques de ces zones avec les orogenes "orthotectoniques". Bol. Geol. Min. Esp. 82, 3-4: 108-129.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, P. y RIBEIRO, A.

- 1.973 Geotectonic model for the iberian variscen orogen.

- Nature Phys. Sci. 241: 50-52.
- BARD, J.R. y FABRIES, J.
 1.970 Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Bol. Geol. Min. Esp. 81, 2-3: 226-241.
- BARTH, T.F.W.
 1.962 Theoretical Petrology. John Wiley & Sons, N. York, 416 págs.
- BARTHOLOME, P.
 1.970 Minerais et skarns dans les aureoles de metamorphisme. Mineral Deposita 5: 345-353.
- BARTON, P.B. Jr.
 1.959 The chemical environment of ore deposition and the problem of low-temperature ore transport. En Researches in Geochemistry, P.H. Abelson, Edit. John Wiley & Sons London, 1: 279-300.
- BEST, N.F.
 1.978 Mixed volatile equilibria in greenschist facies metabasalts. En Progress in Experimental Petrology, W.S. MacKenzie Edit., The Nat. Envir. Res. Council. Publ. Series D, 11, Manchester University, 159-162.
- BOETTCHER, A.L.
 1.970 The system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. J. Petrol. 11: 337-379.
- BORIANI, A., COLOMBO, A., ORIGONI, E., PEYRONEL, G.
 1.975 The "Appinite Suite" of Massiccio dei Laghi (Northern Italy) and its relationship to the regional metamorphism. Rendic. Soc. Ital. Min. Petrol. 30: 893-917.
- BOWEN, N.L.
 1.928 The evolution of igneous rocks. Edic. 1.956, Dover Publ. Inc. London, 332 págs.
- BROWN, E.H.
 1.975 A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the Greenschist Facies. J. Petrol. 16, 2: 258-271.

BURNHAM, C.W.

- 1.959 Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. Geol. Soc. Am. Bull. 70: 879-920.

BURNHAM, C.W., HOLLOWAY, J.R., DAVIS, N.F.

- 1.969 Thermodynamic properties of Water to 1000°C and 10000 bars. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 132.

CARMICHAEL, D.M.

- 1.969 On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing perlitic rocks. Contr. Min. Petrol., 20 244-267.

CALVO, B.

- 1.977 Estudio genético del yacimiento de magnetita-pirita de Cala (Huelva). Tesis Doctoral, E.T.S. Ingenieros de Minas.

CARPENTER, A.B.

- 1.967 Mineralogy and petrology of the system $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ of Crestmore, California. Am. Miner. 52: 1341-1363.

CARVALHO, D. de

- 1.972 The metallogenetic consequence of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min. 20: 297-320.

CASQUET, V. y VELASCO, F.

- 1.978 Contribución a la geología de los "skarns" cálcicos en torno a Santa Olalla de Cala (Huelva-Badajoz). Est. Geol. 43: 399-405.

CHAUMERAIL, C.

- 1.975 Le massif subvolcanique, tardihercynien de Villaviciosa de Cordoba (Espagne du Sud). Tesis Univ. Pierre et Marie Curie.

COLLINS, L.B.

- 1.969 Host-rock origin of magnetite in pyroxene-skarn and gneiss and its relation to alaskite and hornblende granite. Econ. Geol. 64: 191-201.

CONDLIFFE, E.

- 1.977 Melting relationships of selected rocks of dioritic mineralogy. En Progress in Experimental Petrology. Biggar

- Ed. The Nat. Envir. Res. Counc. public, series n° 6: 54-55. London.
- COOMBS, D.S., KAWACHI, I., HOUGHTON, B.F., HYDEN, G., PRINGLE, I. J., WILLIAMS, J.G.
- 1.977 Andradite and andradite-grossular solid solutions in very-low grade regionally metamorphosed rocks in southern New Zealand. Contr. Min. Petr. 63: 229-246.
- COOPER, A.R. Jr.
- 1.974 Vector space treatment of multicomponent diffusion. En Geochemical Transport and Kinetics, Carnegie Institute Washington.
- CUETO, A., RUIZ, C., AREVALO, P.
- 1.971 Presencia de vonsenita en la mina "Monchi", Badajoz (España). Bol. Geol. Min. Esp. 81, 2: 186-190.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSMAN, J.
- 1.963 Rock forming minerals. Longmans, vol. 4.
- DIMANCHE, F. y LOPEZ RUIZ, J.
- 1.969 Pyroxenes et grenats zonés dans les skarns amphibolitiques a magnetite du Ginevro (ile d'Elbe, Italie). Comt. Rend. Acad. Sci. Paris 268, série D, 2013-2016.
- DOETSCHÉ, J.
- 1.967 La investigación minera de magnetitas y los sondeos comprobatorios realizados en el SW de España. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp. 97-98: 41-106.
- DOETSCHÉ, J. y ROMERO, J.J.
- 1.973 Contribución al estudio de menas magnéticas del Suroeste de España. Minas de Cala (Huelva). Bol. Geol. Min. 84-IV: 236-253.
- DUPONT, R. y VEGAS, R.
- 1.978 Le Cambrien inferieur du sud de la Province de Badajoz (sud-ouest d'Espagne). Distribution des séries sédimentaires et volcaniques associées. C.R. Acad. Sc. Paris 286, série D : 447-450.
- ERNST, W.G.
- 1.963 Significance of phengitic micas from low-grade schists.

Amer. Miner. 48: 1357-73.

ERNST, W.G.

- 1.966 Synthesis and stability of ferrotremolite. Amer. J. Sci. 264: 37-65.

EVAMY, B.D.

- 1.963 The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. Sedimentology 2: 164-170.

EVANS, B.W.

- 1.965 Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. Amer. J. Sci. 263: 647-667.

EXSTROM, T.K.

- 1.972 Coexisting scapolite and plagioclase from two iron formations in northern Sweden. Lithos 5: 175-185.

FABRIES, J.

- 1.963 Les formations cristallines et metamorphiques du NE de la province de Seville (Espagne). Sc. de la Terre Mem. Nancy.

FABRIES, J. y SADRIAN, G.

- 1.959 Particularités structurales et origines du complex granite-roches vertes de Castilblanco de los Arroyos. Estudios Geol. 15: 41-44, 147-153.

FEBREL, T.

- 1.970 Metalogenia de la Hoja 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz). Bol. Geol. Min. Esp. 81-IV: 51-64.

FERNANDEZ BECERRIL, J.M.

- 1.968 Estudio de concentración de los minerales de hierro del suroeste de España. Zona de Jerez de los Caballeros (Badajoz). Mina San Guillermo. Bol. Geol. Min. Esp. 79-III 37-43.

FERNANDEZ POMPA, F. y VAZQUEZ GUZMAN, F.

- 1.976 Aportaciones al conocimiento geológico del SO de España. Com. Serv. Geol. Port. 60: 69-87.

FLETCHER, R.C. y HOFMANN, A.W.

- 1.974 Single models of diffusion and combined diffusion-infil

tration metasomatism. En Geochemical Transport and Kinetics, Carnegie Inst, Washington.

THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA

- 1.966 Handbook of Physical Constants. Edic. revisada, 587 págs.

GIROD, M., BAILEY, D.K., BAKER, P.E., FISCHER, R.V., MAURY, R., ROCCI, M., SCHMINCKE, H., UPTON, B.G.

- 1.978 Les Roches Volcaniques. Doin Editeurs, 239 págs.

GOLDSMITH, J.R. y NEWTON, R.C.

- 1.969 P - T - X relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci. **267-A**: 160-190.

GONCALVES, F., PINTO COELHO, A.V.I.

- 1.971 Nota previa sobre o provavel caracteres subvolcanico do maço granitico de Santa Eulalia (Alto Alentejo). Bol. Geol. Min. Esp. **82**: 291-298.

GORDON, T.M. y GREENWOOD, H.J.

- 1.970 The reaction: dolomite + quartz + water = talc + calcite + carbon dioxide. Amer. J. Sci. **268**: 225-242.

GORDON, T.M. y GREENWOOD, H.J.

- 1.971 The stability of grossularite in $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ mixtures. Amer. Miner. **56**: 1674-1688.

GRAF, D.L.

- 1.960 Minor element distribution in sedimentary carbonate rocks. Symp. Geochemistry Sediment. Rocks. Copenhagen

GRAF, D.L.

- 1.961 Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. Amer. Miner. **46**: 1283-1316.

GRAF, D.L. y GOLDSMITH, J.R.

- 1.955 Dolomite-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO_2 pressures. Geochem. Cosmochem. Acta **7**: 109-128.

GRAF, D.L. y GOLDSMITH, J.R.

- 1.958 The solid solubility of MgCO_3 in CaCO_3 , a revision. Geochem. Cosmochem. Acta **13**: 218-219.

- GREENWOOD, H.J.
 1.963 The synthesis and stability of antophyllite, J. Petrol. 4: 317-351.
- GREENWOOD, H.J.
 1.967 Wollastonite: stability in H_2O-CO_2 mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo. British Columbia, Canada. Amer. Miner. 52: 1669-1680.
- GREENWOOD, H.J.
 1.975 Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. Amer. J. Sci. 275: 573-593.
- GRESENS, R.L.
 1.967 Composition-volume relationships of metasomatism. Chem. Geol. 2: 47-65.
- GUIARD, G. y LAFITTE, P.
 1.958 Calcaire métamorphiques et skarns de Costabonne. Sci. de la Terre 6, 1-2: 60-137.
- GULSON, B.L., LOVERING, J.F., TAYLOR, S.R. y WHITE, A.J.R.
 1.972 High-K diorites, their place in the calc-alkaline association and relationship to andesites. Lithos 5: 269-270.
- GUTIERREZ ELORZA, M., HERNANDEZ ENRILE, J.L. y VEGAS, R.
 1.971 Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva. Bol. Geol. Min. Esp. 82-III-IV: 269-273.
- HALL, A.
 1.967 The chemistry of appinitic rocks associated with the Ardara pluton. Donegal, Ireland. Contr. Miner. Petrol. 16: 156-171.
- HARKER, R.I. y TUTTLE, O.F.
 1.956 Experimental data on the P_{CO_2} -T curve for the reaction calcite + quartz = wollastonite + carbon dioxide. Amer. J. Sci., 254: 239-256.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L.
 1.971 Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Mo-

nesterio (Badajoz). Bol. Geol. Min. Esp. 82-III-IV: 359-370.

HERNANDEZ-PACHECO, A. y FERNANDEZ SANTIN, S.

- 1.974 Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. Proceedings symposium on "Andean and Antarctic Volcanology Problems", Santiago de Chile.

HEWITT, D.A.

- 1.973 The metamorphism of micaceous limestones from south-central Connecticut. Am. J. Sci. Cooper 273 A: 444-469.

HOFMANN, A.

- 1.972 Chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspars. Amer. J. Sci. 272 69-90.

HOLDAWAY, M.J.

- 1.971 Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. Amer. J. Sci. 271-2: 97-131.

HOSCHEK, G.

- 1.973 Die reaktion: phogopit + calcit + quartz = tremolit + kalifeldspart + H_2O + CO_2 . Contr. Miner. Petrol. 39 231-237.

HUEBNER, J.S.

- 1.971 Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures. En Research Techniques for High Pressures and High Temperatures, G.C. Ulmer Edt. Springer Verlag Berlin 123-177.

I.U.G.S.

- 1.973 Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations. N. Jb. Miner. Mh. 4: 149-164.

JAEGER, J.C.

- 1.957 The temperature in the neighbourhood of cooling intrusive sheet. Amer. J. Sci. 255: 306-318.

JAKES, P. y WHITE, A.J.R.

- 1.971 Composition of island-arcs and continental growth. Earth Planet. Sci. Lett. 12: 224-230.

JAKES, P. y WHITE, A.J.R.

- 1.972 Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull. 83: 29-40.

JEREZ MIR, F. y GARCIA MONZON, G.

- 1.973 Mapa Geológico de España, Magna (H. 919). Almadén de la Plata. Inst. Geol. Min. Esp.

JOESTEN, R.

- 1.977 Mineralogical and chemical evolution of contaminated igneous rocks at a gabbro-limestone contact, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas. Geol. Soc. Amer. Bull. 88: 1515-1529.

KERRICK, D.M.

- 1.972 Experimental determination of muscovite + quartz stability with P_{H_2O} P_{total} . Amer. J. Sci. 272: 946-958.

KERRICK, D.M.

- 1.974 Review of metamorphic mixed-volatile (H_2O - CO_2) equilibria. Amer. Miner. 59: 729-762.

KERRICK, D.M.

- 1.977 The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California. J. Petrol. 18, 1: 144-181.

KERRICK, D.M. y SLAUGHTER, J.

- 1.976 Comparison of methods for calculating and extrapolating equilibria in P - T - X_{CO_2} space. Am. J. Sci. 276: 883-916.

KESLER, S.E.

- 1.968 Mechanisms of magmatic assimilation at a marble contact northern Haiti, Lithos 1: 219-229.

KIEU DUONG, P.

- 1.969 Skarns et mineralisations associes. Chronique des Mines et de la Recherche Miniere 383: 292-359.

KITAMURA, K.

- 1.975 Al-Fe partitioning between garnet and epidote from the contact metasomatic copper deposits of the Chichibu Mine, Japan. Econ. Geol. 70: 725-738.

KORZHINSKY, D.S.

- 1.950 Differential mobility of components and metasomatic zoning in metamorphism. Report Int. Geol. Cong. part III

Londres, 65-72.

KORZHINSKII, D.S.

- 1.959 Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau Inc. New York, 142 págs.

KORZHINSKII, D.S.

- 1.967 Mobility and intertiness of components in metasomatism. En Source Book in Geology 1.900-1.950, Kirtley F. Mather edt. Harvard University Press, pp. 290-302.

KORZHINSKII, D.S.

- 1.970 Theory of metasomatic zoning. Clarendon Press, Oxford 162 págs.

KUNO, H.

- 1.968 Differentiation of basaltic magmas. En :Basalts, Hess & Poldervaart Edts., Interscience Publ. London, vol. 2 624-686.

KUSHIRO, I.

- 1.962 Clinopyroxene solid solutions. Part 1: The $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ component. Jap. J. Geol. Geogr. **33**, 2-4: 213-220.

LEAKE, B.E.

- 1.968 A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. **98**, 210 pp.

LEAKE, B.E.

- 1.978 Nomenclature of amphiboles. Amer. Miner. **63**: 1023-1052.

LEAKE, B.E., TANNER, P.W.G., SENIOR, A.

- 1.975 The composition and origin of the Connemara dolomitic marbles and ophicalcites, Ireland. J. Petrol. **16**, 2 237-277.

LINDHOLM, R.C. y FINKELMAN, R.B.

- 1.972 Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. J. Sedim. Petrol. **42**: 239-245.

LIU, J.G.

- 1.971 Synthesis and stability relations of prehnite $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})$. Amer. Miner. **56**: 507-531.

LIU, J.G.

- 1.973 Synthesis and stability relations of epidote $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{Oh})$. J. Petrol. **14**, 3: 381-413.

LOTZE, F.

- 1.969 El Cámbrico en España. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. 57
256 págs.

MARTIN, R.F. y PIWINSKII, A.J.

- 1.969 Experimental data bearing on the movement of iron in an aqueous vapor. Econ. Geol. **64**: 798-803.

MEDFORD, G.A.

- 1.973 Calcium diffusion in a mugarite melt. Canad. J. Earth Sci. **10**: 394-402.

METZ, P.

- 1.967 Experimentelle bildung von forsterit und calcit aus tremolit und dolomit. Geochem. Cosmochem. Acta **31**: 1517-1532.

METZ, P.

- 1.976 Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites 111-Equilibrium data for the reaction
1 tremolite + 11 dolomite = 8 forsterite + 13 calcite
+ 9 CO_2 + 1 H_2O for the total pressures of 3.000 and 5.000 bars. Contrib. Mineral. Petrol. **58**: 137-148.

METZ, P. y TROMMSDORFF, V.

- 1.968 On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites. Contr. Min. Petrol. **18**: 305-309.

MISCH, P., RICE, J.M.

- 1.975 Miscibility of tremolite and hornblende in progressive metamorphic suite, North Cascades, Washington. J. Petrol. **16**, 1: 1-21.

MORENO, F. y VEGAS, R.

- 1.976 Tectonica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). Estudios Geol. **32**: 47-52.

MOREY, G.W. y HESSELGESSER, J.M.

- 1.951 The solubility of some minerals in superheated steam at

- high pressures. Econ. Geol., 46: 821-835.
- MORGAN, B.A.
 1.975 Mineralogy and origin of skarns in the Mount Morrison Pendant, Sierra Nevada, California. Am. J. Sci., 275 119-142.
- MURSKY, G.
 1.972 Origin and significance of zonation in a granitic intrusion. Inter. Geol. Congr. 24th Montreal. Petrology 181-190.
- MORTON, D. y KNAPP, R.
 1.977 Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. Amer. J. Sci. 277: 937-981.
- ORVILLE, P.M.
 1.963 Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Amer. J. Sci. 261: 201-237.
- OSTROVSKIY, I.A.
 1.974 Some problems in regard to D.S. Korzhinskiy's views on open systems in geology. Intern. Geol. Rev. 16, 5: 523-530.
- OTTO, J.D.T.
 1.977 The geology and petrology of the Marble Delta. Ann. Univ. van Stillembosch M.S. Talljaard 2, 249-365.
- PERRY, D.V.
 1.969 Skarn genesis at the Christmas Mine, Gila Country Arizona. Econ. Geol. 64: 255-270.
- PIIRAINEN, T. y PIISPANEN, R.
 1.967 On the origin of primary skarns iron ores. Compt. Rend. Soc. Geol. Finlande 39: 101-104.
- PITCHER, W.S. y BERGER, R.A.
 1.972 The Geology of Donegal: A study of granite emplacement and Unroofing. Wiley-Interscience, 435 págs.
- PIWINSKII, A.J.
 1.968 Experimental studies of igneous rocks series, Central Sierra Nevada Batholith, California. J. Geol. 76: 548-570.

PONS, J.

- 1.975 Petrofabrique des roches eruptives dans les complex de Querigut (Ariege, France) et de Burguillos del Cerro (Badajoz, Espagne), Petrologie 1: 209-223.

PUHAN, D.

- 1.976 Metamorphic temperature determined by means of the dolomite-calcite solvus geothermometer. Examples from the Central Damara Orogen (South West Africa). Contr. Miner. Petrol. 58: 23-28.

RICE, J.M.

- 1.977 Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville Aureole Montana. Am. J. Sci. 277:1-24.

RICKWOOD, P.C.

- 1.968 On recasting analysis of garnets into end member molecules. Contr. Miner. Petrol. 18: 175-198.

ROBIE, R.A. y WALDRAUM, D.R.

- 1.968 Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298, 15° K(25°C) and one atmosphere (1014 bars) pressure and higher temperatures. Geol. Surv. Bull. 1259, 256 págs. Washington.

ROSEMBERG, P.E.

- 1.967 Subsolidus relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ between 350° and 550°C. Amer. Miner. 52: 787-796.

ROUTHIER, P., AYE, F., BOYER, C., LECOLLE, M., MOLIERE, P., PICOT, P., ROGER, G.

- 1.979 Le ceinture sud-iberique a amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane. Tableau géologique et metallogenique Synthèse sur le type de amas sulfurés volcano-sedimentaires. Mem. B.R.G.M. 94, 265 págs.

RUIZ GARCIA, C.

- 1.975 Genesis de los depósitos de hierro del Suroeste de la provincia de Badajoz. Tesis E.T.S.I.M. de Madrid.

RUIZ GARCIA, C.

- 1.976 Genesis de los depósitos de hierro del suroeste de la provincia de Badajoz: Mina Monchi. Bol. Geol. Min. 87-

88: 15-31.

RYZHENKO, B.N. y MALININ, S.D.

- 1.971 The fugacity rule for the system $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{CO}_2\text{-CH}_4$, $\text{CO}_2\text{-N}_2$ and $\text{CO}_2\text{-H}_2$. Geochem. Intern. 562-574.

SANCHEZ CELA, V. y APARICIO, A.

- 1.972 Petrogenesis de las rocas básicas del SW de España. Bol. Geol. Min. Esp. 83, IV: 402-406.

SAVELLI, C.

- 1.967 The problem of rock-assimilation by Somma-Vesuvius magma. I. Composition of somma and vesubius magma. Contr. Miner. Petrol. 16 : 328-353.

SAVELLI, C.

- 1.968 The problem of rock assimilation by Somma-Vesubius magma. II. Composition of sedimentary rocks and carbonate ejects from the Vesubius area. Contr. Miner. Petrol. 18 43-64.

SAXENA, S.K.

- 1.973 Thermodynamics of rock-forming crystalline solutions Springer-Verlag, New York.

SCHREYER, W. y YODER, H.S.

- 1.959-60 Hydrous Mg-cordierite. Carnegie Inst. Year Book 59, 91 págs.

SEKI, Y.

- 1.965 Chemical characters of the grossularite-andradite mineral series in rodingites. Japan. Jour. Geol. Geograpy 37: 1-16.

SHAW, D.M.

- 1.960 The geochemistry of scapolite. Part. 1. J. Petrol. 1: J. Petrol. 1: 218-260.

SHAY, K.

- 1.975 Mineralogical zoning in a scapolite-bearing skarn body on S. Gorgonio Mountain, California. Am. Miner. 60: 785-797.

SHOJI, T.

- 1.975 Role of temperature and CO_2 pressure in the formation

of skarn and its bearing on mineralization. Econ. Geol. 70: 739-749.

SINYAKOV, V.I. y FEDOSEYEVA, M.M.

- 1.972 Two types of pyroxenes from magnesian skarns of Tamir-Tau, Gornaya Shoria. Intern. Geol. Rev. 14, 1236-1245.

SKIPPEN, G.B.

- 1.971 Experimental data for reactions in siliceous marbles. J. Geol. 79: 457-481.

SKIPPEN, G.

- 1.974 An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. Amer. J. Sci. 274: 487-509.

SKIPPEN, G.B.

- 1.977 Dehydration and decarbonation equilibria. En Short Course in application of thermodynamics to petrology and ore deposits. Miner. Assoc. Canada 231 págs.

SKIPPEN, G.B. y CARMICHAEL, D.M.

- 1.978 Mixed-volatile equilibria. En Short course in application of thermodynamics to petrology and ore deposits. Miner. Assoc. Canada 109-124.

SLAUGHTER, J., KERRICK, D.M. y WALL, V.J.

- 1.975 Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Amer. J. Sci. 275 143-162.

SMIRNOV, V.I.

- 1.976 Geology of mineral deposits. Mir Publishers, Moscu, 520 págs.

SOARES DE ANDRADE, A.A., FERREIRA PINTO, A.F. NABAIS CONDE, L.E.

- 1.976 Sur la géologie du Massif de Beja. Observations sur la transversale d'Ordívelas. Com. Serv. Geol. Port. 60: 171-202.

SOBOLEV, V.S. (Ed.)

- 1.972 The facies of metamorphism. Dept. Geology Pub, Univ. Camberra, 417 págs.

TUREKIAN y WEDEPHOL

- 1.961 Distribution of the elements on some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer. 72: 115.

VAZQUEZ GUZMAN, F.

- 1.968 a Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del suroeste de España (Parte I). Bol. Geol. Min. Esp. 18-39.

VAZQUEZ GUZMAN, F.

- 1.968 b Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del suroeste de España (Parte II). Bol. Geol. Min. Esp. 79:54-68.

VAZQUEZ GUZMAN, F.

- 1.970 Mapa Geológico de España. Hoja 918, Santa Olalla de Calatrava, IGME.

VEGAS, R.

- 1.968 Sobre la existencia de precámbrico en la Baja Extremadura. Estudios Geol. 24: 85-89.

VEGAS, R. y MORENO, F.

- 1.973 Sobre la tectónica del flanco meridional de la antiforma de Burguillos (S. de la provincia de Badajoz). Estudios Geológicos 24: 513-517.

VEGAS, R. y MUÑOZ, M.

- 1.976 El contacto entre la zona Surportuguesa y Ossa Morena en el SW de España. Una nueva interpretación. Ccm. Serv. Geol. Port. 60: 31-51.

VELARDE, M.C.

- 1.978 Estructuras disipativas y evolución. Bol. Informativo Fund. Juan March, Marzo.

VELASCO, F.

- 1.976 a Mineralogía y metalogenia de los skarns de Santa Olalla (Huelva). Tesis doctoral, Univ. de Lejona.

VELASCO, F.

- 1.976 b Estudio mineralógico y metalogenético de los yacimientos de hierro relacionados con los skarns en la aureola de contacto del batolito de Santa Olalla. Fundación Juan March.

SPRY, A.

- 1.969 Metamorphic textures. Pergamon Press, Ltd. 350 págs.

STRAUSS, G.K.

- 1.970 Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos en especial sobre la mina de pirita de Lausal (Portugal). Mem. Inst. Geol. Min. de Esp. 77.

TAUBENECK, W.H.

- 1.967 Petrology of Cornucopia Tonalite Unit, Cornucopia Stock Wallowa Mountains, Northeastern Oregon. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 91.

TAYLOR, S.R.

- 1.969 Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. En Proc. Andesite Conf. (Ed. Birney). Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull. 65: 43-64.

TAYLOR, B.E., y LIU, J.G.

- 1.978 The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids. Amer. Miner. 63: 378-393.

THOMPSON, A.B.

- 1.975 Mineral reactions in a calc-mica schist from Gassetts Vermont, U.S.A. Contr. Min. Petrol. 53: 105-127.

THOMPSON, A.B.

- 1.975 Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist. J. Petrol. 16, 2: 314-346.

THOMPSON, J. B. Jr.

- 1.959 Local equilibrium in metasomatic processes. En Researches in Geochemistry, P.H. Abelson Edit. J. Wiley & Sons, 1, 427-455.

TROGER, W.E.

- 1.971 Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden minerale. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart 188 págs.

TRYGVE, H.

- 1.976 Calc-silicate isograds in the Riondel area southern British Columbia, Can. J. Earth. Sci. 13: 1093-1104.

March. Serie universitaria, n° 3.

VELASCO, F.

- 1.977 Formación de bandas calcosilicatadas en los mármoles de la Garrenchosa (Santa Olalla, Huelva). Estudios Geol. 33: 505-516.

VELASCO, F., CASQUET, C., ORTEGA, M., RODRIGUEZ, J.

- 1.980 Indicios de vermiculita en el skarn magnésico (apokarn flogopítico) de la Garrenchosa (Santa Olalla, Huelva). Bol. Soc. Esp. Miner. (en prensa).

VERKAEREN, J. y BARTHOLOME, P.

- 1.979 Petrology of the San Leone Magnetite Skarn Deposit (S.W. Sardinia). Econ. Geol. 74: 53-66.

VICENTE, R.

- 1.975 Estudio petrológico y geoquímico del skarn de la mina de "El Colmenar", Burguillos del Cerro (Badajoz).
Tesis de Licenciatura, Universidad de Madrid.

VIDALE, R.J.

- 1.969 Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. Amer. J. Sci. 267: 857-874.

VIDALE, R.J. y HEWITT, D.A.

- 1.973 "Mobile" components in the formation of calc-silicate bands. Amer. Miner. 58: 991-997.

WAGER, L.R., BROWN, G.M., WADSWORTH, W.J.

- 1.960 Types of igneous cumulates. J. Petrol. 1 p. 1: 73-85.

WATKINSON, D.H. y WYLLIE, P.J.

- 1.964 The limestone assimilation hypothesis. Nature 204: 1053-1054.

WATKINSON, D.H. y WYLLIE, P.J.

- 1.969 Phase equilibrium studies bearing on the limestone-assimilation hypothesis. Geol. Soc. Amer. Bull. 80: 1565-1567.

WEBER, J.N.

- 1.964 Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing in the dolomite problem. Geochem. Cosmochem. Acta 28: 1817-1868.

WINKLER, H.G.F.

- 1.967 Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag
Berlin, 237 pp.

WINKLER, H.G.F.

- 1.974 Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag,
Berlin, 320 pp.

WYLLIE, P.J.

- 1.965 Melting relationships in the system $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$,
with petrological applications. J. Petrol. 6: 101-123.

WYLLIE, P.J. y TUTTLE, O.F.

- 1.960 The system $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites.
J. Petrol. 1: 1-46.

YODER, H.S. Jr.

- 1.975 Heat of melting of simple systems related to basalts
and eclogites. Carnegie Inst. Wash. Year Book 74: 515-
519.

ZEN, E-an

- 1.963 Components, phases and criteria of chemical equilibria
in rocks. Amer. J. Sci. 261: 929-942.

ZEN, E-an

- 1.972 Gibbs free energy, enthalpy and entropy of ten rock
forming minerals: calculations, discrepancies, impli-
cations. Amer. Miner. 57: 524-553.

ZHARIKOV, V.A.

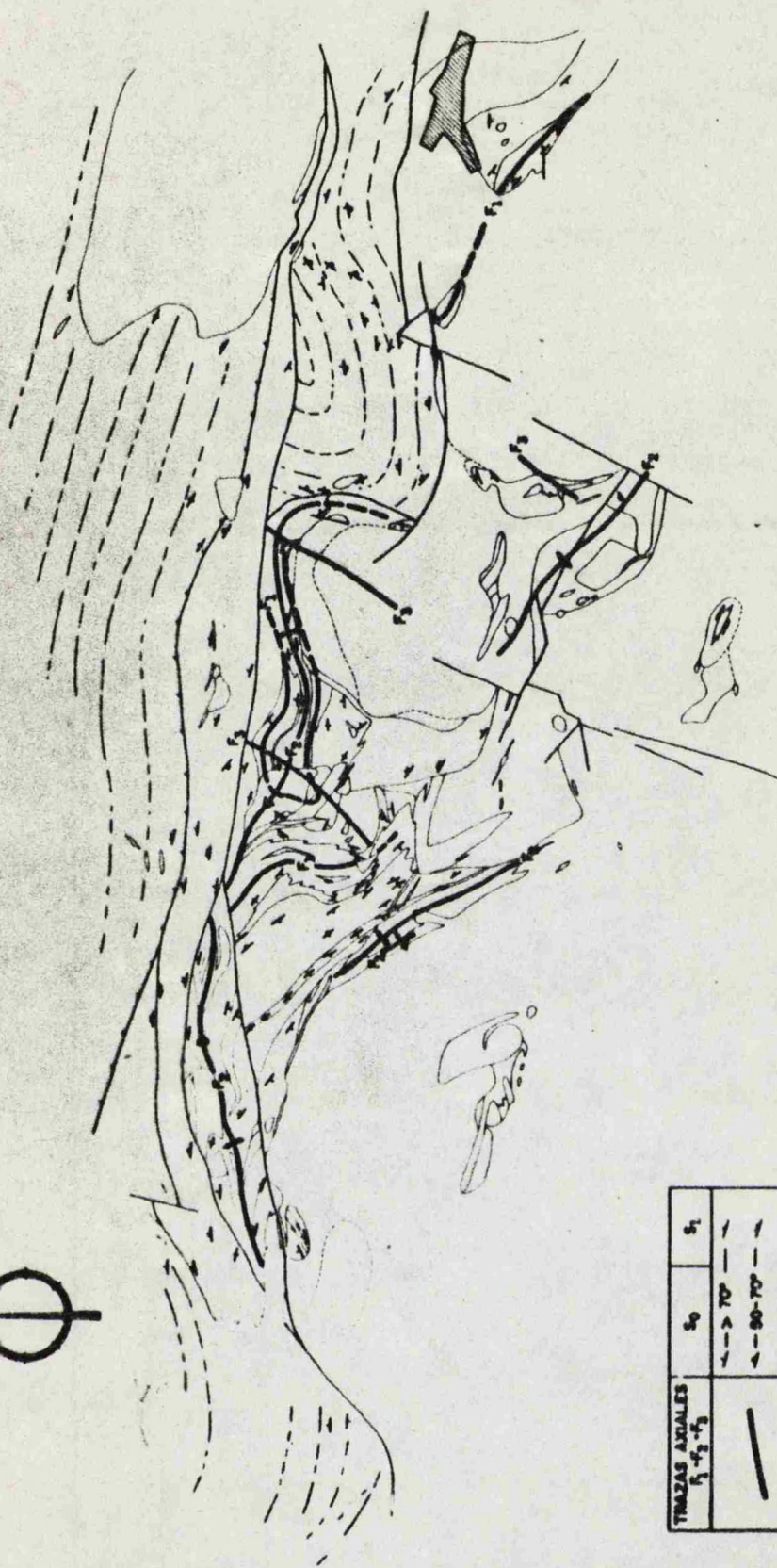
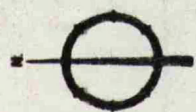
- 1.970 Skarns. Partes I, II y III. Inter. Geol. Rev. 12.
5(541-559); 6(619-647); 7(760-775) .

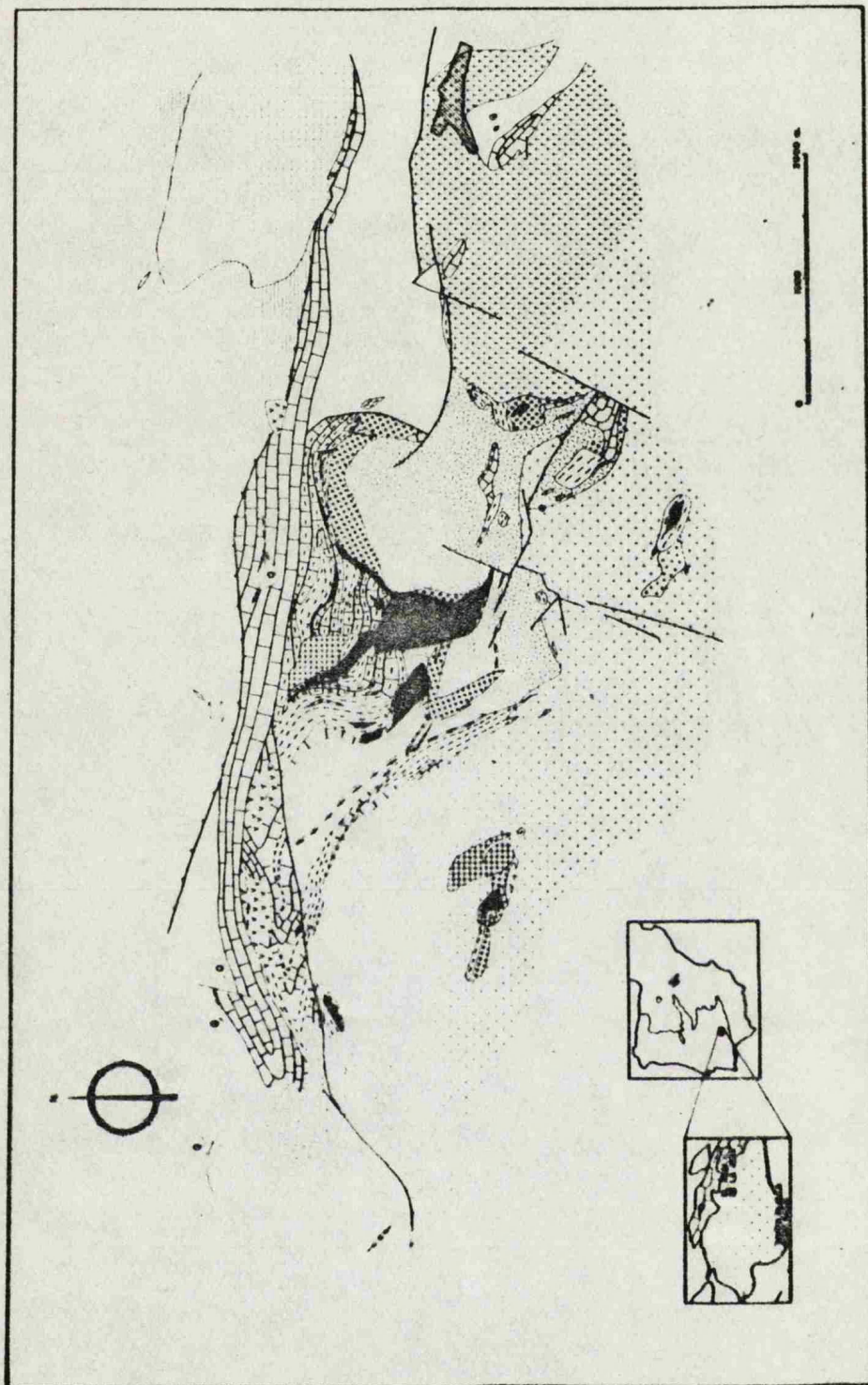


■ CORTIJOS
 ▲ CERROS
 ● PUNTOS DE

- CORTIJOS
 ▲ CERROS
 ● PUNTOS DE

MAPA ESTRUCTURAL



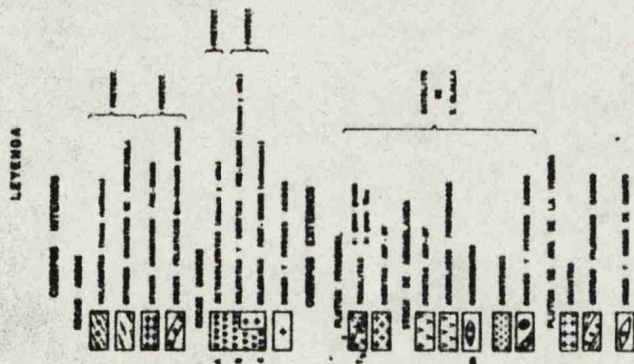


LITOLOGIA

	RECUBRIMIENTOS (BLANCOS)
	PIZARRAS Y ESQUISTOS
	CONGLOMERADOS
	ARENAS Y ARCILLAS
	MARMÓLES
	SERES NEGROS
	PRECÁMBRICO
	ROCAS PLUTÓNICAS
	DIORITOS Y GABROS
	GRANITOS
	BASALTOS Y ANDESITOS
	LAVAS Y TUFOS
	ARENAS Y ARCILLAS
	ESQUISTOS Y PIZARRAS
	CONGLOMERADOS Y ARENAS
	MARMÓLES
	SERES NEGROS
	PRECÁMBRICO
	ROCAS PLUTÓNICAS
	DIORITOS Y GABROS
	GRANITOS
	BASALTOS Y ANDESITOS
	LAVAS Y TUFOS
	ARENAS Y ARCILLAS
	ESQUISTOS Y PIZARRAS
	CONGLOMERADOS Y ARENAS
	MARMÓLES
	SERES NEGROS
	PRECÁMBRICO

0 — 1000 m

ROCAS IGNEAS



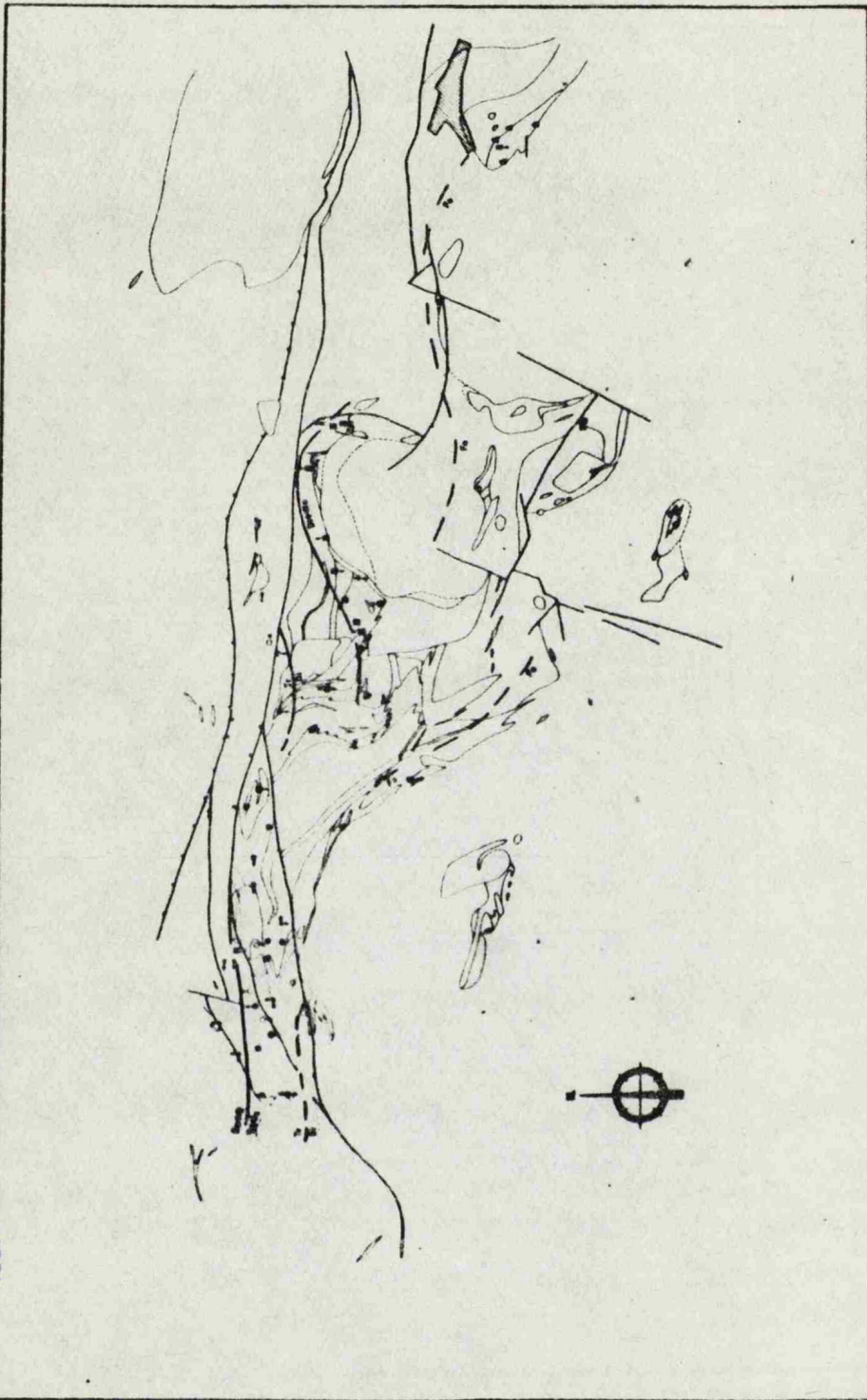
Zonas		Alturas		Distancias		Temperaturas		Humedades		Vientos		Nubes		Precipitaciones		Observaciones	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
...

OTRAS OBSERVACIONES

...

...

ESCALA: 1:50,000 (approx.)



BIBLIOTECA